

SOLIFLUKTIONSFORMEN IM SCHWEIZERISCHEN NATIONALPARK

Untersuchung und Interpretation auf morphologischer Grundlage
mit 52 photographischen Abbildungen und 9 Textfiguren

INAUGURAL-DISSERTATION
ZUR ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE

vorgelegt der
Philosophischen Fakultät II der Universität Zürich

von
GERHARD FURRER
aus Russikon – Kt. Zürich

Begutachtet von
Herrn Prof. Dr. HANS H. BOESCH

SOLIFLUKTIONSFORMEN IM SCHWEIZERISCHEN NATIONALPARK

Untersuchung und Interpretation auf morphologischer Grundlage
mit 52 photographischen Abbildungen und 9 Textfiguren

INAUGURAL-DISSERTATION
ZUR ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE

vorgelegt der
Philosophischen Fakultät II der Universität Zürich

von
GERHARD FURRER
aus Russikon – Kt. Zürich

Begutachtet von
Herrn Prof. Dr. HANS H. BOESCH

DIESE ARBEIT
IST MEINEM VATER GEWIDMET



Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	207
Einleitung	208
I. Problemstellung	209
I. Orientierung	209
II. Die Hauptprobleme	209
III. Die Untersuchungsmethode	210

I. Teil

Kammeis und Strukturböden (differenzierte Solifluktfonnen)

2. Wirkungen des Bodenfrostes	210
I. Das Rasenschälen	210
1. Verbreitung	211
2. Beschreibung	211
3. Erklärung dieser Beobachtungen	212
II. Kammeis und Mikrosolifluktion	212
1. Das Kammeis in der Literatur	212
2. Eigene Beobachtungen	213
a) Il Fuorn	213
b) Val Müschauns	214
c) Ftan	214
d) Glarisegg (Steckborn) am Untersee	215
e) Tessin	216
3. Deutung dieser Beobachtungsergebnisse	216
a) Die „mehrstöckigen“ Kammeisbüschel	216
b) Zur Krümmung der Kammeisnadeln	217
4. Mikrosolifluktion durch schmelzendes Kammeis	217
5. Wert und Methodik der Temperaturmessungen in Kammeisfeldern	219
6. Die Temperaturmessungen in Kammeisfeldern	220
a) Il Fuorn	220
b) Val Müschauns	220
c) Ftan	221
d) Ergebnisse dieser Temperaturmessungen	221
7. Der Mechanismus der Kammeisbildung	222
III. Die morphologische Bedeutung des Kammeises	223
3. Netzböden und Steinringe	224
I. Einleitung	224
A. Begriffe	224
B. Strukturböden der Alpen in der Literatur	224
II. Vom Textur- zum Strukturboden	226
A. Beschreibung des Texturbodens	226
1. Die Oberfläche	226
2. Das Profil	227

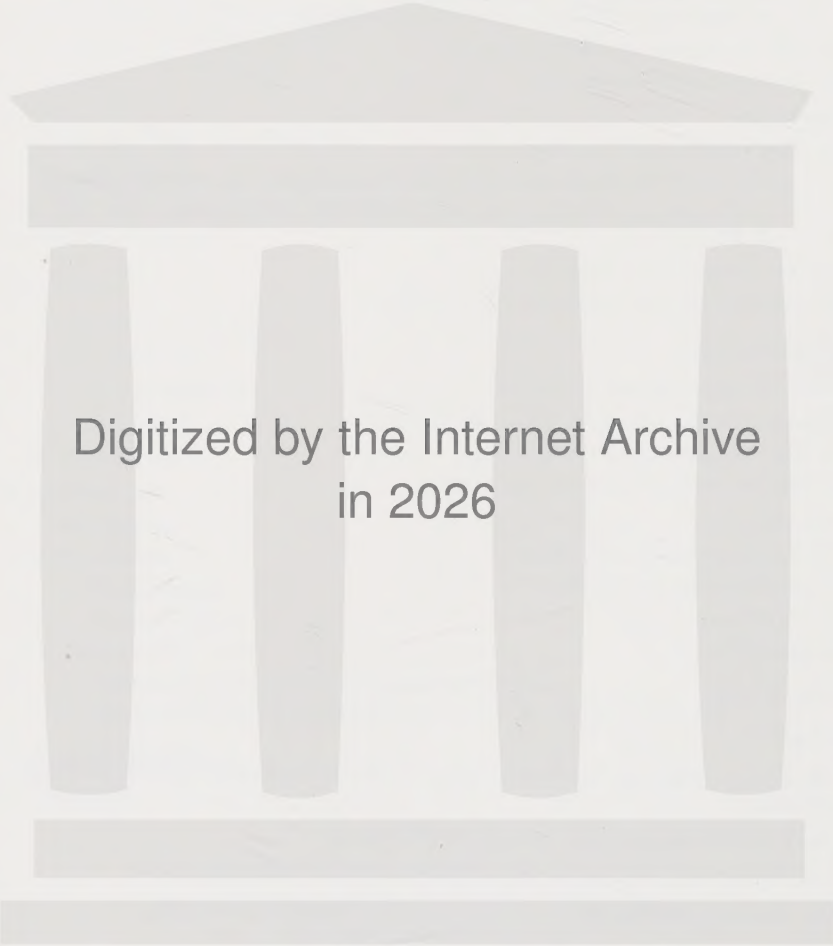
	Seite
B. Der Steinnetzboden	228
1. Beschreibung	228
2. Interpretation dieser Beobachtungen	228
III. Weitere Beispiele von Texturböden	230
A. Wegabzweigung Munt la Schera—Fop da Buffalora	230
B. Talhintergrund des Val Müschauns	230
IV. Weitere Beispiele von Steinnetzen und einzelnen Steinpolygonen	231
A. Nordhang des Munt la Schera	231
B. Südhang des Munt Chavagl	231
C. Fuorcla Val del Botsch	232
V. Steinringe	232
A. Beschreibung zweier Beispiele	232
B. Mikroformen	232
C. Zur Entstehung dieser Steinringe	234
VI. Zusammenfassung	235
4. Streifenformen	235
I. Die Makroform von Murtèr	235
A. Beschreibung	235
1. Die Oberfläche	235
2. Das Profil	236
B. Interpretation	237
II. Mikroformen	239
A. Einführung	239
B. Erdstreifen	240
1. Beschreibung	240
2. Interpretation	241
C. Streifen	341
1. Streifen mit Anklängen an Steinnetzwerk	241
2. Streifen aus Regenracheln und feinen Schmelzwasserrinnen	243
III. Vegetationsstreifen	243
IV. Ergebnisse	244

2. Teil

Formen der Makrosolifluktion und Kleinhügelbildungen (amorphe Solifluktionsformen)

5. Formen der Makrosolifluktion	245
I. Über das Wesen der Solifluktion	245
II. Girlandenböden	246
A. Beschreibung der Girlanden	246
1. Das äussere Bild	246
2. Ausbildung der Oberflächenform im Längsschnitt betrachtet	249

	Seite
3. Ausbildung der Oberflächenform von oben betrachtet	249
4. Sekundäre Gliederung des Girlandenrückens	250
a) Netzböden	250
aa) Texturböden	251
bb) Strukturböden	251
b) Streifenböden	251
c) Kammeisboden	251
d) Akkumulations- und Erosionsformen von Schmelzwasser	252
e) Das Bild nach der Schneeschmelze	252
f) Sekundäre Girlanden und tonsurierte Polster	252
B. Die Ausbildung des Girlandenprofils	253
C. Zur Genese dieser Girlanden	254
III. Erdströme	256
A. Beschreibung der Erscheinung	256
1. Form und Oberflächengestaltung der Schuttströme von Fop da Buffalora	256
2. Beschreibung von Querschnitten durch die Schuttströme von Fop da Buffalora	260
B. Zur Genese dieser Erdströme	261
C. Steinströme und bewegliche Blockmassen	262
6. Kleinhügelbildungen	263
I. Hinweise auf publizierte Arbeiten	263
II. Kleinhügelbildungen durch Tiere und Pflanzen	264
A. Die Rasenhügel auf Alp la Schera	264
B. Die Ameisenhaufen von Stabelchod	265
III. Buckelwiesen	266
1. Beschreibung der Oberfläche	266
2. Beschreibung der Profile	266
3. Erklärung	267
IV. Kuchenböden	268
V. Pflasterböden	268
7. Ergebnisse	269
I. Die Beantwortung der gestellten Fragen und ihr methodischer Sinn für die Untersuchung	269
II. Zur Untersuchungsmethode und weitere Forschung	270
III. Übersichtstabelle der untersuchten Formen und ihre Höhenlage ü. M.	271
IV. Die wirkenden Kräfte	272
8. Bibliographie	273
A. Verzeichnis der benützten Literatur	273
B. Verzeichnis der Abbildungen	274
Curriculum vitae	276
Abbildungen	



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41507224_0090

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung meines geschätzten Lehrers, Herrn Prof. Dr. H. BOESCH, dem ich für sein reges Interesse an meinen Studien zu grossem Dank verpflichtet bin. Besonders herzlich danke ich ihm für die Zuweisung dieses herrlichen Arbeitsgebietes und die vielseitigen Anregungen, die ich von ihm während meines Studiums empfangen durfte.

Meiner lieben Braut, der Geologin ESTHER MAURER, danke ich für die Durchführung der zeitraubenden Kammeisbeobachtungen in Ftan und ihre Hilfe bei der Erstellung von Zeichnungen. Mein Schüler ROLAND GRANER verdient meinen wärmsten Dank für die stete Hilfsbereitschaft, vor allem beim oft mühevollen Graben im Nationalparkgebiet. Viele freundliche Leute besuchten und begleiteten mich in diesem schönen Alpengebiet meiner Heimat. Sie alle sind in meinen Dank eingeschlossen, und alle Leute, die mir in irgend einer Form bei meiner Arbeit behilflich waren.

Der Eidgenössischen Nationalparkkommission danke ich für die Erlaubnis der Hüttenbenützung und das uneingeschränkte Arbeiten im Parkgebiet. Besonders danken möchte ich an dieser Stelle den Grenzwachtsoldaten von La Drossa, die durch ihre in aller Stille erfüllte Pflicht beitragen, ein schönes Gebiet in seiner Eigenart zu erhalten, und mir stets freundlich und hilfsbereit entgegentraten.

Einleitung

Die vorliegende Arbeit basiert auf Untersuchungen, die vom Sommer 1951 bis zum Frühling 1953 im Schweizerischen Nationalpark durchgeführt wurden. Die Terrainarbeit wurde 1951 und 1952 in je einmonatigen Aufenthalten (Juli/August) ausgeführt, während in den Regelationsperioden viele kurzfristige Besuche zur Abklärung ganz bestimmter Fragen im Terrain notwendig waren.

Zur näheren Orientierung über mein Arbeitsgebiet verweise ich auf folgende Karten:

Topographischer Atlas der Schweiz, 1:50 000, Blätter 424, 425, 428 und 429 (Zusammensetzung Ofenpass)

Landeskarte der Schweiz, 1:50 000, Ofenpass, Blatt 259.

Alle Koordinaten- und Höhenangaben beziehen sich auf die Landeskarte der Schweiz.

Über die Geologie des Nationalparkgebietes orientiert in erster Linie die Arbeit von H. BOESCH (Lit. 6). Die klimatischen Verhältnisse hat R. BILLWILLER in „Brunies: Der Schweizerische Nationalpark“, Basel 1948, S. 104–117, beschrieben (siehe auch Kapitel 7, IV).

Die in regelmässigen Mustern geformten, materialsortierten Böden werden erst seit etwa 50 Jahren genauer beobachtet und wissenschaftlich bearbeitet.

Wesentliche Beobachtungen, auf denen grundlegende Publikationen über ihre Erforschung basieren, stammen mit wenigen Ausnahmen aus Regionen hoher Breiten. TROLL, 1944 (Lit. 46) weist in seiner umfassenden Arbeit die Strukturböden in allen Breitenlagen unserer Erde nach, in den circumpolaren Gebieten bis zum Meeresspiegel, in den mittleren und niedrigen Breiten im Hochgebirge, und kommt zum Schluss: „Die Strukturböden sind also keine „polaren“ oder „arktischen“, sondern „subnivale Bodenformen“, d.h. sie treten in allen Klimatypen der Erde auf, die in der Nähe des nivalen Bereiches liegen.“ (S. 674). Er weist darauf hin, dass „ihre Entstehung weder an Dauerfrostboden noch an humides Klima, sondern nur an periodisches Auftreten von starkem, morphologisch wirksamem Bodenfrost gebunden“ sei.

Damit scheint mir begründet, vom alpinen Strukturboden als besonderem morphologischem Typ zu sprechen und diesen losgelöst von seinen formverwandten Vertretern zu erforschen.

Die selbständige Stellung der alpinen Strukturböden zwischen dem polaren und dem tropischen Grundtyp der Bodengeformnis ergibt sich als deren Übergangs- und Mischform. Je nach Klimacharakter und verschiedener Wirkung von Regulation und Fliesserde wechseln diese Erscheinungen. Die Dauergeformnis der hohen Breiten kann in ihrer Wirkung in den Alpen ersetzt sein durch langdauernde jahreszeitliche Gefformnis oder im engeren Rahmen, für Fliesserdeformen, durch andere geeignete Gleitbahnen und Wasserstauer (vgl. 5, I).

Aus den tropischen Hochgebirgen, im Gegensatz zu den Sub- und Polarregionen, sind uns keine Beispiele von jahreszeitlicher Gefformnis und Auftauböden bekannt. An ihre Stelle treten tageszeitliche Fröste in allen Jahreszeiten. Daraus erklärt sich die ausgeprägte Materialsortierung, der Vegetationsmangel sowie die Miniaturform (vgl. Lit. 14) der tropischen Strukturböden und die intensive Kammeiswirkung. Letztere tritt in der Polarzone zurück, und somit fehlt flächenhafter Abtrag durch Kammeis, Rasenschalen und Bildung materialsortierter Böden durch Kammeis-solifluktion. Bei den Strukturböden der Polargebiete handelt es sich vor allem um Grossformen, die im jahreszeitlichen Auftauboden über der Dauergeformnis entstehen (vgl. TROLL, Lit. 46, S. 676).

1. Problemstellung

I. Orientierung

Der Name Solifluktion wurde von J. G. ANDERSSON geprägt (Solifluction, a component of subaerial denudation, the Journal of Geology, XIV, Nr. 2, 1906). ANDERSSON verstand darunter eine langsame Bewegung des Verwitterungsschuttes, die durch starke Wassereinträngung des Bodens bedingt ist. Neben dieser Durchträngungsfließerde kennt man auch die Erscheinungen der Regolation (Regelationsfließerde). Diese beiden Vorgänge bedingen die Strukturböden.

Bodengefrorenis löst einerseits mechanische Kräfte aus, die sich im Frostschiebung äussern (vgl. DÜCKER, Lit. 13), und bedingt andererseits Wasseranreicherung und Übersättigung der gefrorenen Bodenstellen mit Wasser. Dieses durchtränkt beim Abschmelzen den Boden und macht ihn fließfähig. Beide Vorgänge spielen ineinander.

TROLL (Lit. 47) unterscheidet verschiedene Typen der Solifluktion. Vorerst ist seine Unterscheidung über die Formwirkung für die vorliegende Arbeit wesentlich: Wenn die Bewegungen derart differenziert sind, dass das Material eine Sortierung und Strukturierung erfährt (Steinnetze, Steinstreifen), so spricht man von differenzierten Solifluktionsformen. Entsteht dagegen durch unregelmässiges Fließen keine regelmässige Oberflächenstruktur, so entstehen Formen der amorphen Solifluktion.

Eine andere Typenunterscheidung bezieht sich auf den zeitlichen Rhythmus, in dem sich die Bewegungen abspielen: In den höheren Breiten liegt der Solifluktion ein jährlicher Rhythmus zugrunde, in den niederen Breiten lenkt das Tageszeitenklima, der tägliche Frostwechsel, die Solifluktion.

Neben den mineralischen Solifluktionsböden gibt es über den Strukturbodenbereich hinaus Bodenformen, an deren Aufbau Pflanzen und Tiere mitbeteiligt sind (organogene Bodenformen).

Ich gliedere diese Arbeit in zwei Hauptabschnitte: Im ersten Abschnitt werden differenzierte Solifluktionsformen behandelt, im zweiten Teil jene der amorphen Solifluktion und Mischtypen von Solifluktions- und organogenen Bodenformen.

II. Die Hauptprobleme

Diese lassen sich auf folgende 3 Fragen zurückführen:

1. Welche Arten oder Typen von Solifluktionsformen sind im Nationalparkgebiet vorhanden?
Nachdem ich diese kennengelernt hatte, drängte sich die Untersuchung des Kamm-eises auf, weil sich dieses für die Behandlung des gesamten Problemkreises als wesentliche Erscheinung erwies.
2. Wie sieht der charakteristische Bauplan dieser Arten aus?
3. Was lässt sich über die Genese dieser Typen aussagen, bestehen Verwandtschaften zwischen verschiedenen Typen, die sich auf Grund ihrer Genese ergeben?

III. Die Untersuchungsmethode

Im Vordergrund meiner Untersuchungen steht die Terrainarbeit: Auf zahlreichen Wanderungen durch das Nationalparkgebiet, besonders in den Regionen oberhalb der Waldgrenze, galt es, vorerst solche Formen zu finden. Ich trachtete während diesen Begehungen darnach, möglichst viele individuelle Vertreter der mich interessierenden Formen zu beschreiben, wobei in den meisten Fällen Profile ausgehoben wurden. Die Beschreibung geschah nach den folgenden 4 Gesichtspunkten:

1. Festhalten von Lage der Fundstelle mit allen drei Raumkoordinaten, Datum und Tageszeit.
2. Beschreibung der äusseren Form, einschliesslich des Vegetationsbefundes.
3. Untersuchung (und oft Entnahme von Proben) des die Form aufbauenden Materials.
4. An letzter Stelle wurden alle Punkte festgehalten, die ich als Verbandsverhältnisse bezeichne. Ich verstehe darunter in der Hauptsache die spezielle Lage der untersuchten Form, das Vorhandensein von Schnee oder Eis in ihrer Nähe, Feuchtigkeitsverhältnisse, Art des Auftretens (Vergesellschaftung vieler gleicher Formen oder mit andern Typen).

Durch vergleichende Betrachtung vieler Vertreter einer Form wurde ihr charakteristischer Bau (der morphologische Typ) erkannt und zu Rückschlüssen auf die Genese benützt.

Besonderes Augenmerk schenkte ich den Übergangsformen von horizontalen zu geneigten Flächen und verschiedenen genetischen Stadien einer Form. Letztere dienten zum Aufstellen von Entwicklungsreihen.

Ausser der morphologischen Arbeitsweise kann auch die experimentelle zum Ziele führen (vgl. 7, II). Der experimentelle Weg wurde aber nicht beschritten, weil mir die hierfür notwendigen Instrumente fehlten.

2. Wirkungen des Bodenfrostes

KOKKONEN (Lit. 46) unterscheidet Obereis, das über dem Erdboden entsteht, Kammeis, das sich in der obersten Bodenschicht bildet und nur ganz wenig Bodenmaterial enthält, und den eigentlichen Bodenfrost, durch den sich eine harte Bodenschicht bildet. – Dieses Kapitel ist in allererster Linie dem Kammeis gewidmet, welches von TROLL auf den Seiten 575–592 seiner Arbeit über Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde (Lit. 46) zusammenfassend behandelt wird.

I. Das Rasenschälen

TARNUZZER (Lit. 45) beschreibt vom Wind belassene Horste in Höhen über 2000 m, in denen er die Reste einer einst zusammenhängenden Vegetation erblickt, die von der fegenden Wirkung des Windes zerstört worden ist.

TROLL (Lit. 46) weist darauf hin, dass der Bodenfrost wohl die Voraussetzung für Windabtragung sei und somit als eigentliche Wurzel des Rasenschälens angesehen werden muss. In speziellen Fällen, bei regelmässig gemusterten Rasenböden (Windsichelrasen, Abb. 1), wird Wind, Sand- und Schneegebläse als Ursache betrachtet.

Auf geneigtem Boden genügt in Verbindung mit der Schwerkraft schon eine mässige Eisbildung und Wasserdurchtränkung um Gehängesolifluktion auszulösen. Eine Wirkung dieser Bewegung ist das Rasenwälzen (vgl. Kapitel 5). Dieses soll seiner anderen Genese wegen von dem hier zur Diskussion stehenden Rasenschälen unterschieden werden.

1. Verbreitung

An verschiedenen Stellen des untersuchten Gebietes, so am Südhang des Munt Chavagl auf 2400 m und auf dessen Gipfel, am Weg von Alp la Schera nach Fop da Buffalora, im Val Müschauns, sowie ausserhalb des Nationalparkgebietes wurde ein Phänomen beobachtet, das auch in der Literatur bereits einen Niederschlag gefunden hat: das Rasenschälen (vgl. SAPPER, Lit. 40 und Abb. 2, 3). Die Rasendecke war stellenweise an den Hängen bis auf den erdigen Untergrund aufgerissen. An andern Orten, an denen eine zusammenhängende Vegetationsdecke fehlte, waren es grössere und kleinere Seggenpolster (*Carex firma* Host), deren Zentren tonsurartig von den Grassprossen entblösst waren (vgl. Abb. 4 und TROLL a. a. O., Abb. 7).

Dieses Phänomen scheint nicht nur auf Gebirge mittlerer Breiten beschränkt zu sein. TROLL (Lit. 46) publiziert Aufnahmen aus Abessinien und Südafrika.

2. Beschreibung

Abschälungen des Rasens wurden meistens an Stellen festgestellt, an denen die Rasendecke nicht flach ausgebreitet ist. Meist beobachtet man dieses Phänomen an steileren Abhängen, die durch Tiertritte oder oberflächliche Bodenbewegungen gestuft erscheinen, an Wegrändern, Rasenhügeln, kleinen Terrassen.

Kahle Flächen greifen unter die Vegetationsdecke hinein, die wulstartig vornüberhängt (vgl. Abb. 3). Die Unterhöhlung kann eine Tiefe von 10–20 cm erreichen, bis dann die überhängende, ihrer Unterlage beraubte Grasdecke nachbricht.

Meist tritt diese Unterminierung der Vegetationsdecke nicht vereinzelt auf, sondern ist über weite Flächen feststellbar. Am Munt Chavagl beispielsweise oder im Val del Botsch wurden mehrere Reihen solcher unterhöhlter Rasenbänder angetroffen, die, hintereinander liegend, alle talwärts aufgeschlitzt sind.

Eine nähere Untersuchung der kahlen Erde ergab folgende Resultate: Der entblösste Boden zeigte stellenweise ein sehr eigenartiges Aussehen. Die dunkle, gut durchfeuchtete Erde war stark aufgelockert, zeigte eine grobkrümelige, blasige Struktur. Kleine Erdhäufchen erinnerten stark an Regenwurmxkreme. Wo diese Krümelung nicht deutlich ausgebildet war, konnten feine polygonartige Risse in der zu einer krustenartig zusammengebackenen obersten Bodenschicht festgestellt werden. Ein Vergleich mit dem an anderer Stelle zu behandelnden Texturboden schien nicht unangebracht (vgl. Kapitel 3, II).

Die „tonsurierten“ Polster häuften sich an ganz bestimmten Stellen: In exponierter Lage. Die zentralen, kahlen Stellen wiesen sehr oft die gleiche Krümelstruktur auf, wie sie weiter oben angeführt wurde. Im blasig aufgelockerten erdigen Zentrum lagen hie und da regellos verstreute Gesteinstrümmer. Die inneren Randpartien des *Carex firma*-Bestandes waren gelb und abgestorben. Diese Feststellung zeigt, dass der Vorgang von innen nach aussen weiter fortschreitet.

In der Mulde nördlich des Gipfels des Munt la Schera gingen diese aufgebrochenen Polster nach unten in kleine, unregelmässig geformte Girlanden über. Nachrutschen des Schuttes von oben bewirkte die Zerreissung der obern Bogenhälfte, Solifluktionvorgänge liessen die tonsurierten Polster zu Miniaturgirlanden werden (vgl. Kapitel 5).

3. Erklärung dieser Beobachtungen

Es ist kaum möglich, einen einzigen Faktor für die Ausbildung dieses weit verbreiteten Phänomens verantwortlich zu machen. Bei der Betrachtung der krümeligen, feuchten Erde am Fusse der unterhöhlten Rasenbänder drängt sich der Vergleich mit Böden auf, die an andern Orten Kammeisauffrierung lockerte (vgl. Kapitel 2 II). Tatsächlich konnte ich an Pfingsten 1952 die Kammeisarbeit beim Rasenschälen direkt beobachten.

Die Voraussetzungen für die Ausbildung des Bodenfrostes scheinen in den untersuchten Fällen gegeben: 1. starke Durchfeuchtung der Erde, auch bei oberflächlicher Austrocknung und Rissbildung; 2. Lage in der Region des häufigen Wechsels zwischen nächtlichem Gefrieren und täglichem Auftauen (Regelation). So glaube ich mit MOHAUPT (Lit. 32) und TROLL (Lit. 46) in der Kammeisbildung einen der verantwortlichen Faktoren sehen zu dürfen (vgl. Abb. 2).

Zwei Beobachtungen: 1. die Orientierung gewisser Rasenabschälungen nach bestimmten Himmelsrichtungen und 2. die Lage der tonsurartigen Polster an exponierten Stellen deuten auf Windwirkung hin. Es ist ja allgemein bekannt, dass im Hochgebirge der Wind als „Sandstrahlgebläse“, im Winter als Schneegebläse, Polsterpflanzen auf der Luvseite bis auf die Wurzeln abzuschauern vermag. JENNY (Lit. 24) deutet die Tonsurierung der *Carex firma*-Polster als eine Wirkung häufiger Winde aus der gleichen Richtung.

Beide Faktoren genügen aber wohl nur in seltenen Fällen, um in einer intakten Vegetationsdecke ganze Reihen von kahlen Stellen entstehen zu lassen. Obwohl die Wirkung des Kammeises nicht zu unterschätzen ist, muss doch angenommen werden, dass vorher eine Angriffsfläche durch Tiertritt, Rutschungen oder abgestorbene Pflanzen entstanden sein muss. An solchen verletzten Stellen setzen die Kräfte des Windes und des Kammeises mit verstärkter Wirkung – weil ungehindert – ein, und alle Faktoren – Diskontinuität der Vegetationsdecke, Wind und Kammeis – zusammen lassen das oben beschriebene Bild entstehen. Es gibt Fälle, bei denen man, der gleichen Orientierung der Grasnarben wegen, geneigt ist, in allererster Linie den Wind aus einer Hauptwindrichtung zur Erklärung heranzuziehen (vgl. Abb. 1).

II. Kammeis und Mikrosolifluktion

1. Das Kammeis in der Literatur

In der Literatur über Strukturböden und Solifluktionerscheinungen wird immer wieder das Kammeis erwähnt, oft auch unter der schwedischen Bezeichnung „Pipkrake“, die sich international eingebürgert hat. Nach den Ausführungen von TROLL (Lit. 46) dürfte es sich um ein weitverbreitetes Phänomen handeln, das sich weniger in den circumpolaren Gebieten bildet, sondern seine grosse Bedeutung für die Mor-

phologie in den Gebirgen niederer und mittlerer Breiten erlangt. Er weist darauf hin, dass Kammeis in den hochpolaren Klimaten spärlich auftritt. In den Alpen wandert nach TROLL die Kammeisbildung im Gefolge der Schneeschmelze vom Winter bis zum Spätsommer von der Talstufe in die subnivale Stufe hinauf. Meine Beobachtungen decken sich mit dieser Ansicht. Ich möchte beifügen, dass diese Wanderung im Herbst in umgekehrter Richtung einsetzt und bis in den Winter hinein andauert.

MOHAUPT (Lit. 32) widmet dem Kammeis in seiner Dissertation ein eigenes grosses Kapitel. Ferner sei auf die Arbeit von B. HÖGBOM „Über die geologische Bedeutung des Frostes“ (Lit. 22) hingewiesen.

2. Eigene Beobachtungen

Bei der Untersuchung des Rasenschälens glaubte ich die Krümelung der Erde auf Kammeiswirkung zurückführen zu können, aus Analogie zu entsprechenden Abbildungen in andern Arbeiten und durch Vergleich der beobachteten Kammeiswirkung an andern Orten. Der Vorgang der Auffrierung beim Rasenschälens selber konnte nur zweimal, an Pfingsten und im September 1952, beobachtet werden (Abb. 2); in den Sommerwochen Juli/August 1951 und 1952 sanken die nächtlichen Temperaturen nicht genügend tief, und in jener Zeit fehlte vielerorts dem Boden die notwendige Wassermenge. Im Herbst 1952 aber wurden Kammeisbildungen an mehreren Stellen beobachtet.

Ein charakteristisches Merkmal für den Nachweis der Kammeiswirkung ist die oben erwähnte Krümelung der Erde (vgl. Abb. 5). Auch MOHAUPT (Lit. 32) konnte feststellen, dass in feinerdearmem Steinboden durch Kammeiswirkung kleine Erdsäulchen und Erdhäufchen entstehen, die zwischen den Steinen herausgequollen erscheinen (vgl. Abb. 6). Beachtung verdient der Umstand, dass der einst von Kammeis hochgehobene Boden auch im nichtgefrorenen Zustand eine krümelige Struktur aufweist (vgl. auch TROLL a. a. O.).

a) Il Fuorn

Die ersten Beobachtungen an Kammeis wurden am 20.9.1952 zwischen 12.50 und 14.00 Uhr auf dem Weg von Il Fuorn nach Alp La Schera gemacht (vgl. Abb. 7). Um diese Zeit lag dieser Abhang des Munt La Schera noch fast ganz im Schatten. Zuerst wurden Kammeisnadeln im aufgeweichten Fussweg selber entdeckt, weiter oben an mehreren Stellen des bergseitigen Wegrandes, der nur sehr dürrtig mit Vegetation bedeckt war.

Oberflächlich zeigte die Erde wieder die bereits bekannte grobe Krümelstruktur. Die oberste Bodenschicht schien um einige cm vom festen Untergrunde abgehoben. Sie liess sich leicht ablösen, und auf der Unterseite der nur dünnen Erdschicht (Mächtigkeit 1–2 cm) zeigten sich Büschel von reinweissen, feinen Eisnadeln, die in unregelmässigen Gruppen angeordnet waren. Die Nadeln waren stellenweise bis 5 cm lang und standen meist senkrecht zur Unterlage, auch wenn sie in sich leicht verbogen waren. Oberflächlich waren fast alle Büschel von Erdpartikeln, Tannennadeln und kleinen Steinchen bedeckt, so dass beim flüchtigen Hinsehen vom Eis nichts zu sehen war.

Beim Abheben der Kammeisschicht zeigte sich, dass die Unterlage aus glatter, feuchter und ungefrorener Erde bestand. Diese Tatsache stimmt mit den Angaben TROLLS (a. a. O.) überein, der erklärt, das Kammeis entstehe an der Grenze zwischen oberflächlich abgetrockneter Bodendecke und feuchtem, ungefrorenem Unterboden.

Während die ersten Fundstellen auf 1850 m noch ganz im Schatten lagen, wurde weiter oben, auf zirka 1900 m, vis-à-vis des Triasaufschlusses von La Drossa Kammeis entdeckt, das während kurzer Zeit von der Sonne bestrahlt worden war. Die Eisnadeln, 3–5 cm lang, standen nicht mehr alle senkrecht zu ihrer Unterlage, sondern waren teilweise stark talwärts gebogen – vor allem im Bereich der Eisnadelspitze. Andere Eisnadelbüschel hatten sich bereits von ihrer Unterlage gelöst und lagen auf der Erde, mit den Spitzen hangabwärts zeigend (vgl. Abb. 7). Bei den noch gut erhaltenen Nadelgruppen wurde eine Unterbrechung des Eises durch feine Schichten brauner Erde beobachtet, die in der Farbe mit derjenigen des Unterbodens übereinstimmte. Der Abstand der Erdschichten zeigte bei mehreren Messungen eine Abnahme gegen die Nadelspitze.

b) Val Müschauns

Am 21.9.1952 wurden bei einer Begehung des Val Müschauns von S-chanf aus weitere Beobachtungen gemacht. An einer nordexponierten Schattenhalde, die ganz mit Bergsturzmaterial übersät war, entdeckte ich 10.10 Uhr einige sehr schöne Kammeisfelder. Die Fundstelle lag nahe der Gabelung von Val Trupchum und Val Müschauns auf zirka 1850 m Höhe. Die Eisnadeln waren meist sehr schön ausgebildet, 4–5 cm lang, teilweise in sich verbogen, aber meistens senkrecht zur Unterlage stehend. Diese war auch hier glatt, feucht und ungefroren, während das Gras in der Umgebung von Reif bedeckt war. An besonders schön und lang ausgebildeten Büscheln konnten die Erdzwischen-schichten, genau wie am Vortag, festgestellt werden. Die mit Erdpartikeln auf den Nadelspitzen ruhenden Steinchen zeigten teilweise Linsengrösse. Grössere, bis faustgrosse Steine schienen daneben vom Untergrunde abgehoben zu sein. Die Hubhöhe, der Abstand zwischen Erdunterlage und Steinunterseite, betrug bis 2 cm. Hob man solche Steine auf, so war die Unterseite mit Bürsten von Eisnadeln besetzt, die nach unten mit einer feuchten Erdschicht endeten (vgl. Abb. 8). Seitlich gingen die Eisnadeln in feuchte, mit Reif bedeckte Erde über.

Während des folgenden Aufstieges durch das Val Müschauns bis auf 2600 m wurden noch zur Mittagszeit und später an schattigen Stellen Kammeisfelder angetroffen, die alle die schon gemachten und oben erwähnten Beobachtungen nur bestätigten.

c) Ftan

Während der zweiten Hälfte des Oktobers und im November 1952 wurden hier Kammeisbildungen beobachtet. Da das Untersuchungsgebiet sehr früh schon von der Sonne bestrahlt wird, fand man nach 08.45 Uhr keine Kammeisnadeln mehr. Besonders gute Beobachtungen konnten am Waldweg, der nach Alp Laret hinaufführt, gemacht werden. So wurde an einer Stelle ein frischer Anriss in der Mossdecke beobachtet, wahrscheinlich durch einen Tierhuf entstanden, der ganz mit Eisnadeln besetzt war, während am Vortage an der gleichen Stelle unter der unverletzten Moosdecke nichts beobachtet werden konnte. Sämtliche Resultate stimmen mit den im Nationalpark gemachten Beobachtungen überein.

An einem ziemlich kalten Morgen wurden sehr schöne Kammeisbildungen beobachtet, obwohl der Waldboden oberflächlich hart gefroren war. Die Nadeln liessen sich nur sehr schwer freilegen, da die von ihnen gehobene Erdschicht samt Tannennadeln und Steinchen zu einer harten Kruste zusammengefroren war. Die Unterlage des Kammeises war aber auch in diesem Falle feucht und zeigte keinerlei Eisbildung. Dementsprechend lagen auch alle Werte der Temperaturmessungen in einer Bodentiefe von 2 cm über dem Nullpunkt.

Dass das Hubvermögen des Kammeises nicht zu unterschätzen ist, zeigt die Grösse von Steinen, die deutlich durch eine 2–3 cm hohe Eisnadelschicht von der Oberfläche abgehoben waren. Einer der beobachteten Trümmer wies die folgenden Dimensionen auf: $5,5 \times 6 \times 3,5$ cm und war 3 cm von seiner Unterlage abgehoben worden.

d) Glarisegg (Steckborn) am Untersee
(9.–12. Dezember 1952)

Die Fundstellen befanden sich im Wald an den Ufern eines Baches und eines kleinen Rinnsals sowie an der vegetationsfreien Hangseite eines Fussweges, der vom Schloss Glarisegg auf den Seerücken hinaufführt (vgl. Tabelle 2, 21–24). Ich hatte Gelegenheit, ausser den schon erwähnten Beobachtungen weitere auffällige Merkmale vom Kammeis kennen zu lernen. Einmal fiel mir die Länge der Nadeln auf: Ich mass sehr oft 10 cm; die Maxima lagen bei 13 cm. Die Eisnadeln bedeckten zusammenhängende Flächen bis zu 1 m² beinahe lückenlos. Löste man ein Büschel heraus, so konnte festgestellt werden, dass diese vertikal gegliedert waren: Stockwerkartig standen bis zu 5 Eisnadellagen übereinander, die voneinander durch körnig anmutendes, schneeweisses Eis getrennt waren (vgl. Abb. 9). Die Nadeln jedes Stockwerkes endeten in deutlich feststellbaren Spitzen; einzelne Partien waren gebogen, so dass die allgemeine Richtung der obern Nadeln nicht immer mit derjenigen der untern übereinstimmte. Die untersten standen senkrecht auf dem Boden. Die Trennungsflächen zwischen den Nadellagen besaßen oft erdige Einschlüsse und waren ungefähr 1 mm mächtig.

Die Form der Eisnadeln der obersten Lagen bei vier- und fünfstöckigen Büscheln schien in der Regel metamorph: Die Nadeln waren in der Länge stark reduziert – verglichen mit den untern Nadellagen – und konnten i. a. nicht mehr als einzelne Nadeln erkannt werden. Anstelle einzelner Nadeln stellte ich kleine, unförmige Eisklumpchen fest von der Länge von 0,5–1 cm. Ihr Querschnitt betrug gelegentlich ein Vielfaches der üblichen Nadeldicke.

Bei 3 mir typisch scheinenden Büscheln stellte ich am 11.12.1952, 17.00 Uhr, folgende Längen der einzelnen Generationen fest (in cm):

	1–2		
	3,2		
	3,4	2–2,2	5
unterste Lage	1,5	2,5–3	4–6
Totalhöhe	9–10	5	10–11

Es schien mir, dass die randständigen Nadeln der Büschel gegenüber den zentralen eher kürzer waren. Daher lassen sich die einzelnen Büschel mit gewölbten Kuppeln vergleichen.

Die randständigen Nadeln waren nach auswärts gekrümmt, am Hang neigten sich die Nadelspitzen ausserordentlich stark talwärts (vgl. Abb. 9).

In einer zirka 4 m hohen Sandsteinnische, deren überhängendes Dach seine Genese der Unterschneidung durch einen Bach verdankt, begegnete ich einer mir erwähnenswert scheinenden Art von flächenhaftem Abtrag durch zirka 1 cm lange Kammeisnadeln. Von der Sandsteinwand aus gewachsenes Kammeis hob vom Sandstein dünne Schuppen ab, die beim Schmelzen des Eises auf den Boden der Nische fielen.

Vom 15.11. bis zum 5.12.1952 traf ich im Raume Bellinzona – Monte Ceneri – Tavanne sehr häufig Kammeisbildungen. Diese waren meist von einer dünnen Erdschicht überzogen. Schmolz in den Vor- und frühen Nachmittagsstunden das Kammeis, so bildete sich eine stark durchfeuchtete oberste Erdschicht: Das gehobene und wieder zurückgesunkene Humusmaterial sowie die unmittelbare ehemalige Kammeisunterlage wurden vom freiwerdenden Wasser stark durchtränkt. Ich stellte durchwegs nur eintägige Kammeisbildungen fest. Die Fundstellen befanden sich nur auf vegetationsfreien Flächen.

Am Vormittag des 15. Novembers beobachtete ich in Artore 400 m ü. M. an einem steilen Strassenbord sehr feine, wulstartige Erdfliessformen, deren erdiges Material stark mit Wasser durchtränkt war. In der Nähe, im Schatten, standen zahlreiche Kammeisbüschel, während die Fliessformen schon seit einigen Stunden an der Sonne lagen. Ich führe diese Fliessformen auf abgeschmolzene Kammeisbüschel und dadurch freigewordenes Wasser zurück. Da diese Formen sehr feucht waren, halte ich sie für ganz junge Bildungen (Alter 3–4 Stunden). Dies erlaubt einen Hinweis auf kurzfristige und wahrscheinlich ruckartig erfolgte Genese dieser Erdfliessformen (vgl. Kapitel 5).

3. Deutung dieser Beobachtungsergebnisse

a) Die „mehrstöckigen“ Kammeisbüschel (vgl. oben unter 2d und Abb. 9)

Ich sehe in jedem Stockwerk eine Nadelgeneration, die im Laufe eines Tages entstanden sein dürfte.

Die schwache Erwärmung während des Tages hat die erste, in der vorangehenden Nacht gebildete Eisnadelgeneration nicht völlig zu zerstören vermocht. Die Eisklumpchen auf den Büschelspitzen stellen Reste von Nadeln dar, die teils geschmolzen und während des Temperaturrückganges der darauffolgenden Nacht gegenseitig mit freiem Schmelzwasser zusammengefroren sind. Gleichzeitig hat sich eine neue Nadelgeneration zu bilden begonnen, welche die schon vorhandene hob. Die oberste Eisnadelage stellt somit die älteste Generation der Büschel dar.

Für das Abnehmen der Schichtmächtigkeit gegen die Basis gibt TROLL (Lit. 46) folgende Erklärung: Die Frosteinwirkung wird durch das sich mehrende Eis gehemmt und allmählich verringert und der Wasservorrat aufgebraucht. Unter 2d sind die Längenverhältnisse der einzelnen Generationen dreier Büschel wiedergegeben. Nur das erste Beispiel zeigt in den untersten beiden Generationen Abnahme der Schichtmächtigkeit, wie sie TROLL für den allgemeinen Fall fordert. Diese Inversion der Längenverhältnisse, die ich in Glarisegg feststellte, erkläre ich mir durch starke Reduktion der ältern Generationen infolge Schmelzung.

In den unter 2a erwähnten Erdeinschlüssen, die mehr oder weniger parallel der Kammeisunterlage durch die Büschel verlaufen, sehe ich keine Trennungsschichten von Tagesgenerationen; denn die einzelnen Nadelabschnitte erfahren – im Gegensatz zu den mehrstöckigen Büscheln – keine Zuspitzung gegen oben und keine eigentliche Unterbrechung. Vielmehr scheinen die Nadeln gleichmässig durch die Erdeinschlüsse durchzuziehen. – Ich sehe in diesen dunkeln Schichten Zeugen für die diskontinuierliche Bildung einer Generation: Die Eisnadeln schmelzen dank einer vorübergehenden kurzfristigen Erwärmung an ihrer Unterseite leicht, wachsen dann weiter, wobei die

Trübung des Schmelzwassers die Bänderung hervorruft. – Dass es sich um stark metamorphe Eisnadelgenerationen handeln könnte, wird durch direkte Beobachtung ausgeschlossen: An einer Stelle, die am Vortage keine Kammeisbüschel besass, konnten in eindeutig eintägigen Bildungen solche eingeschlossene Bänder festgestellt werden.

Die einzelnen Nadelgenerationen eines Büschels besitzen selten die gleiche flächenhafte Ausdehnung wie ihre jüngeren oder älteren Nachbarlagen. Gelegentlich reichen einige Nadeln einer Generation nicht bis zum Boden ihrer Vorgänger hinauf. Dies lässt auf unterbrochene Wasserzufuhr schliessen (vg. Abb. 9).

b) Zur Krümmung der Kammeisnadeln.

Die Krümmung der randständigen Kammeisnadeln nach aussen scheint mir durch die Anomalie des Wassers begründet zu sein, welche differenzierte Ausdehnung des Eises bewirkt: Die bodennahe Luft in der Umgebung der Kammeisfelder weist Temperaturen von 0–4° C auf. Die randständigen Nadeln eines Büschels stehen mit dieser Luft in Kontakt und werden erwärmt. Im Büschelinnern dagegen herrschen Temperaturen von Null und weniger Graden. Durch diese Wärmezufuhr von aussen verringert sich das Volumen der randständigen Nadeln, da im Bereich der Anomalie und bei Erhöhung der Temperaturen von unter Null gegen Null Grad dieses mit steigender Temperatur abnimmt. Es scheint mir nun denkbar, dass die äussersten Nadeln sich verkürzen und durch Schichtkohäsion ihre innern Nachbarnadeln beeinflussen, so dass diese sich nach aussen krümmen. – Da die Krümmungen gelegentlich sehr grosse Ausmasse annehmen, ist die Volumenverminderung durch Temperaturzufuhr nicht allein verantwortlich zu machen. Vielmehr glaube ich, dass diese erste Krümmung durch das den Nadeln aufliegende Material und dessen Gewicht verstärkt wird.

Es ist in diesem Zusammenhang die Frage abzuklären, ob die Eiskristalle dieser Nadeln einer Metamorphose durch die Krümmung unterworfen werden.

4. Mikrosolifluktion durch schmelzendes Kammeis

Schmilzt Kammeis auf mehr oder weniger ebenen Flächen, so bleiben Erdhäufchen und -säulchen zurück, wie sie weiter oben erwähnt wurden (vgl. Abschnitt II, 2). Das angeführte Beispiel von Artore zeigt, dass auf geneigten Flächen schmelzendes Kammeis Solifluktionsvorgänge im Kleinen hervorrufen kann.

Die Bedeutung der Kammeisauffrierungen liegt somit nicht nur in der Auflockerung der obersten Bodenschicht. Ebenso wichtig erscheint mir seine Wirkung als Anreger deutlicher Solifluktionserscheinungen.

Die meist senkrecht zu ihrer Unterlage stehenden Eisnadeln sinken beim Abschmelzen am Hang talwärts um, der Schwerkraft folgend. Die durch diese Auffrierung an einer bestimmten Stelle vom Boden abgehobenen Steinchen und Erdpartikel gelangen auf diese Weise nicht an ihren Ausgangspunkt zurück, sondern werden um einen bestimmten Betrag – abhängig von der Länge der Eisnadeln und dem Böschungswinkel – hangabwärts verschoben. In schmelzenden Kammeisfeldern lässt sich so eine allgemeine Abwärtsbewegung der obersten Bodenkrume feststellen. Diese Bewegung wird noch unterstützt und verstärkt durch abfliessendes Schmelzwasser.

An sonnenbeschienenen Stellen, vor allem anlässlich Beobachtungen im Val Mütschans, wurden in den ehemaligen Kammeisfeldern kleine Erosionsrinnen, vergleichbar den Regenrachen, festgestellt, die unten in deutlichen kleinen Schuttkegeln ende-

ten, welche aus abgeschwemmter Erde, Steinchen und teilweise geschmolzenen Eisnadeln bestanden.

Auch am Weg von Il Fuorn nach Alp la Schera wurde etwa $\frac{1}{2}$ Stunde nach den unter II, 2a beschriebenen Beobachtungen ein allgemeines Herabrieseln von Wasser und feinen Erdpartikeln festgestellt.

Zwischen Ftan und Alp Laret wurde dieses Phänomen an einem Grundmoränenanriss am Wegrand sehr schön beobachtet:

Wo die Halde noch im Schatten lag, war sie fast ganz mit Kammeisbüscheln bedeckt. In der Sonne konnten alle Stufen von Schmelzerscheinungen festgestellt werden. Wasser rieselte über die lehmige, feucht glänzende Erde. Von Zeit zu Zeit sah man ganze Kammeisbüschel umfallen, gefolgt von einem Herabrollen der vom Untergrund abgehobenen Steinchen. Trümmer bis zu Faustgrösse erreichten den Wegrand.

Tabelle 1 gibt Aufschluss über den Wassergehalt von Kammeisbüscheln. Entnehmen wir ihr die Feststellung, dass pro dm² 2 dl Wasser in einer Kammeisgeneration von mittlerer Höhe gebunden sind, so lässt sich leicht zeigen, was sich ereignen muss, wenn dieses Wasser frei wird. Selbstverständlich kommt es darauf an, wie schnell das Wasser frei wird und ob es den aufgelockerten Boden durchtränkt, von der obersten Bodenschicht aufgenommen wird oder oberflächlich abfließt. Wenn das freiwerdende Wasser die obersten Bodenpartien stark genug zu durchtränken vermag, können echte Erdfliegerscheinungen auftreten. Da es sich bei diesen Soliflukterscheinungen nur um relativ kleine Bewegungsbeträge handelt, die Mächtigkeiten der bewegten Massen gering sind, scheint mir die Bezeichnung Mikrosolifluktion angebracht (vgl. TROLL, Lit. 47). Darunter verstehe ich somit Erdfliegerscheinungen in den obersten Bodenschichten, hervorgerufen durch Schmelzvorgänge in Kammeisfeldern. Der Vorgang wird durch die Auflockerung des Bodens und Abheben von Partikeln

Tabelle 1. Wassergehalt von Kammeis.

Messung Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Datum	14.10.	14.10.	9.12.	9.12.	11.12.	11.12.	11.12.	11.12.	11.12.
Ort	Il Fuorn		Glarisegg						
Höhe über Meer . . m	1800		450						
Bodenfläche (gereinigt) cm ²	ca. 30	ca. 40	63,7	91,2	55,4	76,8	106,4	22,4	14,1
H ₂ O-Gehalt ccm	58	72	142	254	255	380	236	86	58
Gehobene und eingeschlossene Erde . ccm	175	210	—	—	80	180	55	—	—
Temperatur H ₂ O bei Messung C°	17	17	13,1	13,1	12,6	13,8	13	12,8	12,2
H ₂ O/10 cm ² . . . ccm/cm ²	(19)	(18)	22,2	27,9	46,1	49,5	22,2	38,4	41,1
(Skala geeicht bei 15°C)									

Messungen 1–3: 1 Nadelgeneration, 3–5 cm hohe Büschel

Messung 4: 2 Generationen, obere Generation von kleinerer Bodenfläche

Messung 5: 2 Generationen + stark reduzierte 3. Generation

Messung 6: 4 Generationen, die beiden oberen reduziert

Messung 7: 2 Generationen, obere reduziert

Messung 8: 5 Generationen, Totalhöhe 11 cm, nur die 2 untern gut ausgebildet

Messung 9: 2 Generationen

durch das Kammeis gefördert. Die in der Folge entstehende starke Durchfeuchtung des Bodens bildet ihrerseits wiederum die Grundlage für die Bildung neuer Kammeisnadeln bei einer nächsten genügend grossen Temperatursenkung.

Als Ergebnis dieser Tabelle lässt sich festhalten, dass der Mikrosolifluktion auf 10 cm² Bodenfläche 20 cm Wasser zur Verfügung steht. Diese Menge wird durch eine normal ausgebildete Kammeisgeneration – Nadellänge 2–3 cm – gebunden.

5. Wert und Methodik der Temperaturmessungen in Kammeisfeldern

Während meiner Feldarbeit im Nationalpark stellte ich fest, dass die Lufttemperaturen des makroklimatischen Bereiches schlechte Zeiger für das Vorhandensein von Kammeis sind. Ich gewann die Ueberzeugung, dass zur Abklärung des Kammeisphänomens Temperaturmessungen in verschiedenen Bodentiefen und vor allem der bodennahen Luft von grossem Interesse sind. Leider sind solche Angaben in der bis jetzt publizierten Literatur selten. MOHAUPT (Lit. 32) gibt in seiner Dissertation mehrere Reihen solcher Messungen an, die sich aber nicht speziell auf die Verhältnisse bei Kammeis beziehen, sondern auf den Temperaturgang unter Schnee und bei Schmelzwasser in der Nähe von Strukturböden.

Auch POSER (Lit. 35) betont die Bedeutung des Mikroklimas. Er weist darauf hin, dass durch alleinige vergleichende Betrachtung der makroklimatischen Verhältnisse der verschiedenen Strukturbodengebiete kaum befriedigende Ergebnisse gewonnen werden, wenn nicht auch das Bodenklima in erster Linie berücksichtigt wird.

In der vorliegenden Arbeit soll versucht werden, an Hand mehrerer, in verschiedenen Kammeisfeldern vorgenommenen Messungen das Wesen der Kammeisbildung etwas eingehender zu beleuchten.

Ueber die Arbeitsmethode ist folgendes zu sagen: Für die Messungen der Bodentemperaturen sind Thermometer von 30–40 cm Länge mit einer Einteilung in Zehntelgrade nötig. Wohl wären kürzere Thermometer leichter zu transportieren, aber die Zuverlässigkeit der Ablesung lässt dann zu wünschen übrig. Dabei sei darauf aufmerksam gemacht, dass man die Reaktionszeiten der verwendeten Thermometer kennen muss.

An jeder untersuchten Stelle wurden 4–5 Temperaturmessungen vorgenommen: Lufttemperatur in 1.5 m Höhe, Lufttemperatur in unmittelbarer Bodennähe (2 cm), Bodentemperaturen in 1 cm, 15 cm und 30 cm Tiefe. Letztere Angaben fehlen stellenweise, da harter oder steiniger Boden ein Einbohren des Thermometers bis in diese Tiefe verunmöglichte. Bei den Messungen der bodennahen Luft wurde Sorge getragen, dass der Quecksilberbehälter nicht unmittelbar der Erde auflag, sondern, dass dieser 1–2 cm über dem Boden (Kammeisunterlage) frei ruhte. Für die Angaben in 1 cm Tiefe wurde das Thermometer bis über den Quecksilberbehälter senkrecht zur Oberfläche eingebohrt. Bei 15 cm und 30 cm Tiefe wurde ein Stock vorher in die Erde getrieben. Um einer Fälschung der Messung durch eindringende Luft vorzubeugen, wurde der Quecksilberbehälter noch etwas tiefer als das vorgebohrte Loch in die Erde gestossen, um einen möglichst innigen Kontakt mit dieser sicherzustellen.

Die gemessenen Temperaturen wurden in Tabelle 2 zusammengestellt mit Angaben über Zeit der Messung, Höhenlage der untersuchten Kammeisfelder und kurzer Beschreibung der Lokalität.

6. Die Temperaturmessungen in Kammeisfeldern

(siehe Tabelle 2)

a) Il Fuorn

- Messung 1: Im Waldweg nach Alp la Schera selber. Wenige Minuten nachher lag die Stelle in der Sonne.
- Messung 2: Am Rande der Runse oberhalb La Drossa, ein typisches „Schattenloch“.
- Messung 3: Gegenüber dem Triasaufschluss von La Drossa.
- Messung 4: Unmittelbar hinter dem Forscherhaus von Il Fuorn. Das Gras war mit Reif bedeckt, der Boden stellenweise oberflächlich gefroren.
- Messung 5: Beim Forscherhaus, es begann leicht zu schneien, die Kammeisbildung war sehr undeutlich.

b) Val Müschauns

- Messung 6: Alp Purchèr, unmittelbar unterhalb der Talgabelung Val Trupchum–Val Müschauns. Die gegen Norden exponierte Halde lag im Schatten.
- Messung 7: Auf der Höhe der Waldgrenze am Weg nach Fuorcla Val Sassa. Die Stelle lag bald nach der Messung in der Sonne.

Tabelle 2. Tabelle zum Kammeis.

Messung Nr.	Datum	Zeit	Höhe über Meer	Lufttemperatur in		Bodentemperatur in		
				150 cm Höhe	2 cm Höhe	1 cm Tiefe	15 cm Tiefe	30 cm Tiefe
1	20. 9. 52	12.50	1890	+1,8	+2,5	+0,9	+2,9	+4,9
2	20. 9. 52	14.05	2010	+0,9	+1,5	+0,5	+1,9	+3,0
3	20. 9. 52	14.45	2040	+1,7	+0,3	+0,2	+1,2	+3,4
4	21. 9. 52	07.30	1780	—6,2	—4,9	+0,2	+3,6	—
5	22. 9. 52	06.30	1780	—0,2	—0,1	+2,0	+8,2	—
6	21. 9. 52	10.10	1860	+2,2	+0,7	+0,5	+2,1	—
7	21. 9. 52	11.30	2100	+4,6	+3,8	+0,6	+3,7	—
8	16. 10. 52	07.55	1710	+4,0	—0,2	+0,7	+1,9	—
9	16. 10. 52	08.15	1720	—0,1	—0,3	+0,4	+1,5	—
10	16. 10. 52	08.25	1720	—0,2	—0,3	+0,5	+1,0	—
11	16. 10. 52	08.45	1700	+4,5	+2,1	+2,2	+5,8	+5,9
12	19. 10. 52	09.45	1710	+3,1	+0,9	+0,6	+2,1	—
13	19. 10. 52	10.05	1720	+2,0	+0,3	+0,4	—	—
14	19. 10. 52	10.15	1740	+1,8	+0,7	+0,4	+1,5	—
15	27. 10. 52	08.05	1720	—1,4	—0,8	+1,1	+2,4	—
16	27. 10. 52	08.20	1740	—1,5	—1,8	+0,4	+1,5	—
17	27. 10. 52	08.35	1740	—1,4	—1,5	+0,7	+1,3	—
18	27. 10. 52	08.45	1750	—1,0	—2,0	+0,3	+0,9	—
19	27. 10. 52	09.00	1750	—1,6	—1,7	+0,2	+1,1	+2,5
20	27. 10. 52	09.30	1800	+1,0	+0,9	+1,8	+2,6	—
21	9. 12. 52	17.00	450	—3,8	—3,6	+0,2	+2,2	—
22	9. 12. 52	17.15	450	—4,1	—3,9	—1,2	+2,1	—
23	11. 12. 52	09.00	450	+0,4	+0,2	+0,2	+1,8	—
24	11. 12. 52	15.45	450	+0,6	—0,2	—0,2	+1,8	—

c) Ftan

- Messung 8: Am Waldweg direkt hinter dem Töchterinstitut. Die Stelle lag seit wenigen Minuten in der Sonne.
- Messung 9: Am gleichen Waldweg, das Kammeisfeld lag unter einem halb herausgebrochenen Wurzelstock.
- Messung 10: Koordinaten 813.600/186.350, an einer Biegung des oben erwähnten Waldweges. Die Stelle lag noch längere Zeit nach der Messung im Schatten.
- Messung 11: Grashalde hinter dem Töchterinstitut, von kahlen Stellen stark durchlöchert. Sie lag schon in der Sonne.
- Messung 12: Ort gleich wie Messung 8. Der Himmel war ganz bedeckt. In der Zwischenzeit hatte es geschneit, die Schneedecke war aber schon wieder zum grössten Teil abgeschmolzen.
- Messung 13: Ort wie Messung 9.
- Messung 14: Nahe bei der vorgenannten Stelle, in einem ganz frischen Anriss in der Moosbedeckung.
- Messung 15: Ort wie Messung 9, bei stellenweise dünner Schneedecke. Der ganze Waldboden war oberflächlich gefroren. Während der Messung erreichte die Sonne das Kammeisfeld.
- Messung 16: Bei der Stelle der Messung 8. Der ganze Anriss am Wegrand ist von Kammeis bedeckt, teilweise unter einer dünnen Schneedecke.
- Messung 17: Oberhalb der Wegabzweigung nach Lei da Pesch, 813.400/186.450.
- Messung 18: Koordinaten 812.850/186.450, wenig unterhalb einer grossen Kiesgrube in einer Schattenhalde.
- Messung 19: Gleicher Ort wie vorgenannte Messung.
- Messung 20: Bei den ersten grossen Kurven des Weges nach Alp Laret, Koordinaten 812.825 186.275. Die ganze Halde lag schon längere Zeit in der Sonne.

Tabelle 3. Festgestellte Kraftverhältnisse, die auf gehobene Steine wirkten.

	1	2	3	4	5
Gewicht des Steins g	130,3	32,6	18,7	46,7	30
Auflagerungsfläche auf Kammeisnadeln cm ²	13,1	2,3	3	4,8	5,5
Hubhöhe cm	4	3	8	2	2
Kraft g*	130,3	32,6	18,7	46,7	30
Geleistete Arbeit g*/cm	521,2	97,8	149,6	93,4	60
Druckspannung g*/cm ²	9,95	14,2	6,2	9,7	5,45

d) Ergebnisse dieser Temperaturmessungen

- Die festgestellten Lufttemperaturen des Makroklimas schwanken von $+4,6^{\circ}$ bis $-6,2^{\circ}\text{C}$ (vgl. Tabelle 2, Messung 7 bzw. 4), während die gemessenen Extremwerte der bodennahen Luft bei $+3,8^{\circ}$ und $-4,9^{\circ}\text{C}$ liegen. Lassen wir Messung 4 weg, so belaufen sich die Minimalwerte des makroklimatischen Bereiches auf $-3,8^{\circ}$ und des Mikroklimas auf $-3,6^{\circ}$ (vgl. Tabelle 2, Messungen 21). Schliessen wir auch noch die Daten der Messungen von Glarisegg aus, so lauten diese Zahlen $-1,6^{\circ}$ und $-2,0^{\circ}\text{C}$ (vgl. Tabelle 2, Messungen 19 und 18). Bei 12 der 22 Messungen in lebenden Kammeisfeldern schwankte die Temperatur der bodennahen Luft zwischen den Werten $+1,0^{\circ}$ und $-1,0^{\circ}\text{C}$. Es scheint mir, dass die Temperaturwerte im Mikroklima der Kammeisfelder einen kleineren Streubereich aufweisen als die gleichzeitig festgestellten Lufttemperaturen des Makroklimas.

2. Eine gesetzmässig erfassbare Abhängigkeit der Temperatur der bodennahen Luft von derjenigen des Makroklimas konnte ich nicht feststellen. Somit sind vorläufig keine sichern Schlüsse aus Lufttemperaturmessungen, die nicht im mikroklimatischen Bereich durchgeführt wurden, auf die Bildung von Kammeis möglich.
3. Diese Temperaturmessungen gestatten folgenden Schluss: Die Temperatur der Kammeisunterlage von lebendem Kammeis sinkt nie unter 0°C , sie schwankt zwischen $+0,2^{\circ}$ und $2,2^{\circ}\text{C}$ (vgl. Tabelle 2). Auch bei der Messung 4, bei welcher die Temperatur des Makro- und des Mikroklimas auf $-6,2^{\circ}$ bzw. $-4,9^{\circ}\text{C}$ sank, stellte ich immer noch $+0,2^{\circ}\text{C}$ in der Kammeisunterlage fest.
4. Von der Kammeisunterlage gegen innen steigt die Bodentemperatur ganz allgemein.

Ich möchte in diesem Zusammenhang auf HÖGBOM (Lit. 22) hinweisen. Er erwähnt dass im Boden, wo Wasser hauptsächlich kapillar auftritt, dieses Unterkühlung benötigt, um zu gefrieren. Er betrachtet Unterkühlung des kapillaren Bodenwassers als eine allgemeine Erscheinung, so dass Temperaturen von -1° bis -5° mehrfach in nicht gefrorenem Boden beobachtet worden seien.

5. An Wegeinschnitten, kleinen Terrassen und überall beim Zusammentreffen einer geneigten mit einer eher horizontalen Fläche machte ich oft folgende Beobachtung: Während die geneigte Fläche dicht mit Kammeisnadeln besetzt war, fehlten solche in unmittelbarer Nähe auf der horizontalen Fläche. Ich führe diese Erscheinung nicht auf mangelnde Feuchtigkeit zurück, sondern auf Kaltluftinseln an den tiefen Stellen während der Nacht. In einem Fall (Tabelle 2, Messung 4) gelang mir der Nachweis dieser Ansicht (vgl. auch GEIGER, Lit. 16, S. 95).

7. Der Mechanismus der Kammeisbildung

Die im vorangehenden Kapitel zusammengestellten Temperaturmessungen und die genaue Beobachtung des Verhaltens von Kammeisnadeln geben Aufschluss über die Bildung dieser Art des Bodenfrostes.

Kammeisbildung ist keineswegs an einen Dauerfrostboden gebunden. Im Gegenteil, das Fehlen in hochpolaren Gebieten weist darauf hin, dass gerade der rasche Wechsel zwischen Frost und Auftauen für die Entstehung von Kammeis wichtig ist. „Das Kammeis ist eine für kurzfristige, wetterhafte und tageszeitliche Fröste typische Erscheinung des Bodenfrostes“ (TROLL, Lit. 46, S. 579). Daraus ergeben sich zwei wesentliche Feststellungen:

1. Den Jahreszeiten entsprechend wandert die Zone der Kammeisbildung (vgl. II, 1).
2. Prinzipiell kann Kammeis in allen Frostklimaten der Erde erwartet werden.

Kammeis entsteht auf feuchtem, feinkörnigem Boden, der gar nicht oder nur spärlich mit Vegetation bedeckt ist, bei fehlender oder nur sehr geringer Schneedecke. Sobald nach einer sehr kalten Nacht der Boden auch nur oberflächlich gefroren ist, unterbleibt die Kammeisbildung. Neben dem Ergebnis der Temperaturmessungen zeigten auch alle Beobachtungen, dass Kammeis nur auf ungefrorener Unterlage wächst. Zur Zeit der Messungen 22 und 24 auf Tabelle 2 lagen die Kammeisbüschel teilweise umgekippt am Boden, andere waren den Abhang hinunter auf den Fussweg gerollt. Den Grund für dieses Absterben und Loslösen vom Boden sehe ich in der Temperatur der Kammeisunterlage, die unter den Nullpunkt gesunken war ($-1,2^{\circ}$ und $-0,2^{\circ}\text{C}$).

Zur Frage des Bildungsvorganges weise ich auf die Arbeit von GIGNOUX (Lit. 17) hin, der ein Experiment von TABER anführt, welches zeigt, dass Eis flüssiges Wasser

anzieht. Ich stelle mir den Bildungsgang der Eisnadeln folgendermassen vor: Eine oberflächliche Austrocknung des Bodens veranlasst ein Aufsteigen des in der Umgebung zirkulierenden Bodenwassers (vgl. den Vorgang der Bildung von Salzkrusten in ariden Gebieten). Liegt die Temperatur der bodennahen Luft leicht unter dem Nullpunkt, so kommt es zu einer oberflächlichen Bildung von Eiskristallen, die den Boden netzartig überdecken. Diese primären Eiskristalle bedingen nun ein kapillares Aufsteigen von Wasser (siehe oben GIGNOUX oder vgl. BESKOW, Lit. 4, der erwähnt, dass der für das Erdfließen notwendige Wasservorrat im Boden als Eis vorhanden ist und von unten während des Gefrierens hochgesaugt wird). Gefriert nun aber auch die Unterlage einer wachsenden Nadel, so ist sie der Wasserzufuhr aus ungefrorenen Zonen beraubt und stirbt ab.

Nach HÖGBOM (Lit. 22), der sich auf HESSELMAN stützt, wird beim Eintritt des Frierens Wasser allmählich nach den Stellen emporgesaugt, in denen das Frieren beginnt. Das Eis wächst dann prismatisch nach der Orientierung der zuerst gebildeten Eiskristalle.

Auch nach TROLL (Lit. 46) entsteht Kammeis an der Grenze einer oberflächlich abgetrockneten Bodendecke gegen den feuchten Unterboden. Das durch die Eisnadeln abgehobene, feinerdige und trockene Material ermöglicht diesen Schluss.

III. Die morphologische Bedeutung des Kammeises

An andern Stellen in dieser Arbeit wurde schon auf Auswirkungen der Kammeisbildung hingewiesen. Seine Bedeutung für die Bildung von Strukturböden wird in den beiden folgenden Kapiteln gezeigt. Es sollen hier aber doch die wichtigsten Resultate kurz zusammengefasst werden.

Bei der Behandlung des Rasenschälens erschien das Kammeis als wichtiger verantwortlicher Faktor für die Zerstörung der zusammenhängenden Vegetationsdecke. Die Aufbereitung vegetationsfreier Oberflächen durch Kammeis bildet günstige Voraussetzungen für den Wind, da die von Kammeis abgehobene, krümelige Feinerde für Windabblasung gut geeignet ist. Es hält – je nach geographischer Lage – während eines längeren oder kürzern Zeitraumes den Boden „in Bewegung“ und verhindert somit die Neuansiedlung von Pflanzen. Auf diese schädliche Wirkung wird in der Literatur verschiedentlich hingewiesen. Durch dieses „Auswintern“ werden in Mitteleuropa häufig junge Saaten und Baumsetzlinge zerstört, zusammenhängende Rasendecken allmählich zerrissen. HÖGBOM (Lit. 22) erwähnt das Ausfrieren jüngerer Baumpflanzen, so dass die nördlichen Moore oft ganz nackt sind.

Kammeis wirkt als morphologischer Faktor in doppelter Hinsicht:

1. Durch flächenhaften Abtrag und Materialtransport mit besondern Auswirkungen auf geneigter Fläche und allenfalls verstärkter Wirkung dank der Schwerkraft. Besonders charakteristisch ist die Summation vieler kleiner Teilbewegungen: Der Effekt muss auch unter dem Gesichtspunkt der Regeneration – dem täglichen Wachstum und Abschmelzen – beurteilt werden.
2. Durch Schmelzwasser flächenhaft-denudativ: Je nach der Art des Freiwerdens des Wassers. Ausschlaggebend ist, ob die Kammeisunterlage und die vom Kammeis durch das Auffrieren abgehobene dünne Erdkruste – welche offenbar die, vor der Eisnadelbildung, durch Verdunstung getrocknete oberste Bodenschicht darstellt – genügend stark durchtränkt wird. Trifft letzteres zu, so tritt Erdfließen (Kammeis-, Mikrosolifluktion) ein, ansonst fluviatil-erosive Vorgänge. Von Be-

deutung für die Wirkung ist die Oberflächenneigung (Hangkomponente der Schwerkraft).

Abschliessend führe ich folgende Definition an: Unter Kammeis verstehe ich feine Eisnadeln, die sich in dichten Büscheln in der obersten Bodenschicht nahe der Oberfläche bilden und senkrecht zu dieser stehen. Es entsteht auf nacktem oder nur spärlich bewachsenem Boden, i. a. durch Temperaturrückgang der bodennahen Luft während der Nacht auf ungefrorener Unterlage. Kann sich Kammeis während mehreren Tagen weiterbilden, ohne durch die tägliche Erwärmung zerstört zu werden, so resultieren Kammeisbüschel, die vertikal deutlich in Eisnadelgenerationen gegliedert sind.

3. Netzböden und Steinringe

I. Einleitung

A. Begriffe

Es erweist sich als zweckmässig, für die Bearbeitung der Netzmuster- oder Polygonböden die beiden Begriffe Struktur- und Texturböden einander gegenüberzustellen, einem Vorschlag von KAUFMANN (vgl. Lit. 46, S. 547) folgend.

Unter Strukturböden s. s. sind jene gemusterten Böden zu verstehen, „bei denen inhomogenes Material sortiert ist“ (TROLL, Lit. 46, S. 547). Für diese lässt sich die Definition von MEINARDUS, 1912 anwenden: „Unter Strukturboden ist der Boden zu verstehen, der durch Scheidung der steinigen und erdigen Bodenbestandteile bestimmte Strukturformen angenommen hat.“ Das Ausgangsmaterial weist verschiedene Korngrössen auf.

Unter Texturböden dagegen versteht man Böden aus homogenem, feinkörnigem Material, die mit mehr oder weniger regelmässigen Formen gezeichnet sind (vgl. TROLL, Lit. 46, S. 547). Ihnen ordne ich die Spaltennetz- oder Netzrissböden zu (vgl. Abb. 10), den Strukturböden die Steinnetze und Steinringe, ferner auch die im nächsten Kapitel zu behandelnden Steinstreifen.

Texturböden brauchen nicht immer aus homogenem Material aufgebaut zu sein, ich fand Spaltennetzböden, deren psammitische Grundmasse in regelloser Verteilung auch Kieskomponenten besass. Das Wort homogen möchte ich daher fallen lassen und verallgemeinernd sagen: Bei den Texturböden wird – im Gegensatz zu den Strukturböden – die auffällige Musterung des Bodens nicht durch Scheidung der den Boden aufbauenden Bestandteile erreicht. Sie ergibt sich nicht aus Korngrössen- oder anderen Differenzen der Bodenbestandteile, sondern es handelt sich um paketweise Absonderung oder Aufteilung der Bodenoberfläche in mehr oder weniger regelmässige Formen, die unter sich ähnliche Umrisse und Dimensionen aufweisen. Ihr Aufbau ist demnach ganz anders, als derjenige der Strukturböden s. s. In der Literatur findet man für sie oft die Bezeichnung Zellen- oder Wabenböden.

B. Strukturböden der Alpen in der Literatur

Die wesentlichen Ergebnisse der wissenschaftlichen Erforschung der alpinen Strukturböden sind bei TROLL (Lit. 46) wiedergegeben. Ich trete daher nur auf einige andere mir erwähnenswert scheinende Publikationen ein.

KINZL, 1928 (Lit. 26) stellt fest, dass Strukturböden in der Umgebung der heutigen Gletscher fast überall auffindbar seien und führt, als wesentliche Voraussetzung zu deren Bildung, Durchtränkung des Bodens mit Wasser an. Er erachtet die Bedingungen zur Bildung von Strukturböden im Vorgelände der heutigen Gletscher (im Bereiche der Moränenfelder des Höchststandes um die Mitte des vorigen Jahrhunderts) als erfüllt. Der Verfasser führt Beobachtungen von vereinzelt, aber auch zu ganzen Steinnetzen vergesellschafteten Steinringen an, die im allgemeinen Durchmesser von $\frac{1}{2}$ m aufweisen. Die Mitte dieser Ringe wird von feinem Moränenmaterial gebildet, die Umrandung von gröberen bis kopfgrossen Steinen, die, soweit es sich um plattige Schiefer handelt, senkrecht stehen. Bemerkenswert erscheint mir sein Hinweis, dass das Innere der Steinringe gelegentlich schon in geringer Tiefe von wenigen Zentimetern bis zu 3 dm einen grösseren Stein als Kern enthält.

Eine Feststellung über die Bildungsdauer wird durch die Beobachtung gegeben, dass die schönsten Beispiele auf Flächen liegen, die erst um 1900 und noch später eisfrei geworden seien. KINZL schliesst daraus auf durchaus rezente Bildungen. – In dieser Beziehung verdient auch der kurze Bericht von LEUCHS (Lit. 28) angeführt zu werden, in dem ein Steinring von 15 cm Durchmesser auf 1090 m Meereshöhe fern von jedem Gletscher geschildert wird. Das beschriebene Beispiel soll nach 1931 (Arbeit verfasst 1933) entstanden sein und wird der Frostwirkung zugeschrieben.

So ist scheinbar auch in unserer Zeit an bestimmten Orten die klimatische Voraussetzung zur Steinringbildung vorhanden. Beachtenswert erscheint mir auch die geringe Höhenlage der Fundstelle. KINZL gibt in der oben erwähnten Arbeit Höhenlagen von 2200–2600 m an, die aber im Sommer schneefrei sein müssen.

Dauergefrorenis scheint in Zusammenhang mit Strukturböden von ALLIX, 1923 (Lit. 1) in den französischen Alpen festgestellt worden zu sein. Er schildert 20–30 cm dicke und 75–100 cm tiefe Eisstangen, um die herum das Steinmaterial nach der Grösse sortiert ist, in einer Höhe von 3052 m. Diese Eisstangen münden in kleine Trichter von 50–75 cm Durchmesser. – In diesem Zusammenhang sei erwähnt, dass WALDBAUER, 1921, (Lit. 52) Dauergefrorenis im Oberengadin zwischen See und Pass Lunghino (2480 bzw. 2635 m) vermutet.

Unter dem Titel „Arktische Bodenformen in den Alpen“ gibt SALOMON, 1929 (Lit. 37), eine Unterteilung der Formen in 2 Formgruppen:

1. Formen des ruhenden oder nicht in starker, abwärtsgerichteter Bewegung begriffenen Bodens.
2. Formen des in solcher Bewegung begriffenen Bodens mit Uebergängen von einer zur andern Gruppe. Er hebt hervor, dass seine am Lischannagletscher beobachteten Feinerdebeete nie in der wunderbaren Klarheit und Deutlichkeit wie in Spitzbergen ausgebildet gewesen seien. Optimale Entwicklung stellt SALOMON in der unmittelbaren Nähe von Gletschern fest. – Unter Solifluktion versteht er nur die Bodenbewegungen über einer Tjäle (Frostboden = Eisboden) im Gegensatz zum Gekriech. Beide zusammen werden als Bodenfließen aufgefasst. Fraglich scheint ihm, ob echte periglaziale Solifluktionerserscheinungen in den Alpen noch heute auftreten. – Er verneint das Vorhandensein der für die Polargebiete charakteristischen Bodenformen und führt folgende Unterschiede an:
Unvollständige und quantitativ geringfügige Vertretung der polaren Bodenformen in den Alpen, darauf beruhend, dass eine echte, perennierende Tjäle nur ganz ausnahmsweise in den in Betracht kommenden Höhen vorhanden zu sein scheint. Der Autor umreisst die Bedeutung der Tjäle bei der Frage nach der Genese in doppelter Hinsicht: Sie hält die Oberhaut des Bodens auf einer Temperatur dicht am Gefrierpunkt und erleichtert daher das Eintreten des Frostes in ihr;

dann wirkt sie als undurchlässige Unterlage, so dass alles Schmelzwasser der Oberfläche die Oberhaut des Bodens durchtränkt und beweglich macht. Wo eine Tjäle fehlt, kann aber auch der im Winter gefrorene Untergrund eine Zeitlang ihre Stelle vertreten, oder es kann ein grösserer Stein oder die Felsunterlage ihre Aufgabe übernehmen. So lässt sich auch die Beobachtung KINZLS erklären. Weiter dient die Tjäle als Widerlager bei der Aufblähung durch Gefrieren der Oberhaut.

KREBS (Lit. 27) erwähnt in seiner Arbeit über „klimatisch bedingte Bodenformen in den Alpen“ das Rasenwälzen und die Girlandenbildung (vgl. Kapitel 5, II). Ferner wird auf den kräftigen Temperaturwechsel zwischen Tag und Nacht hingewiesen, dieser lasse die Frostfiguren sich nicht so langsam und stetig entwickeln wie im hohen Norden, und daher können auch die „Schuttfacetten“ der Alpen denen der Polarregion nicht vollends gleichen.

Erwähnt seien endlich zwei Arbeiten TARNUZZERS, auf die im Laufe der Arbeit zurückzukommen sein wird: „Schuttfacetten der Alpen“ und „Die Schutzfacetten der Alpen und des hohen Nordens“ aus den Jahren 1909 bzw. 1911 (Lit. 44 und 45).

II. Vom Textur- zum Strukturboden

(ein Beispiel)

Koordinaten 814.000/169.300, 2370 m

Einige der aufschlussreichsten Beispiele von Texturböden wurden am Wege von Alp la Schera nach Fop da Buffalora gefunden. An anderer Stelle (vgl. Kapitel 5, II A, 4a) wird auf sie nochmals hingewiesen werden, im Zusammenhang mit der sekundären Gliederung von Girlandenrücken, auf denen sie sich oft ausbreiten.

A. Beschreibung des Texturbodens

(vgl. Abb. 11)

Der sanft geneigte Abhang war durch breite Girlanden getreptt, deren Oberflächen fast ganz vegetationslos und eigentümlich wabenartig gemustert waren. Die meisten Rückenflächen zeigten homogenes, feinerdiges Material, ohne oder mit nur geringer Beimischung von Gesteinstrümmern.

1. Die Oberfläche

Diese Erde war oberflächlich ausgetrocknet und zu einer festen Masse zusammengepappt. Feine Höcker und Rillen bewirkten ein unregelmässiges Kleinrelief. Spalten von 2–4 cm Breite – im Detail gesetzlos verlaufend – teilten den Boden in unregelmässige Polygone auf, deren Durchmesser in der Regel 10–15 cm betrug. In den meisten Fällen war die Oberfläche dieser Polygone schwach konkav. Randliche Wälle von ca. 0,5 cm Höhe begleiteten sehr oft die Spalten, denen gegenüber das Zentrum des Polygons vertieft lag.

Mit dem Spaten konnte diese oberflächliche Erde leicht als Ziegel von 2–3 cm Dicke – den Rissen entlang – abgehoben werden. Die dadurch blossgelegte Sohle war im Gegensatz zur trockenen Oberfläche feucht, glatt und lehmig. Beim Auseinanderbrechen der Erdziegel fiel eine deutlich blasige Struktur des bröckelig-trockenen Materials auf. Eine Fortsetzung der Spalten in Form feiner Risse gegen die Tiefe konnte auf der lehmigen Unterfläche nur in wenigen Fällen festgestellt werden.

2. Das Profil

(vgl. Fig. 1)

Die seichten Spalten zeigten kein V-förmiges Querprofil, sondern ein eher trogförmiges mit einer Sohle von ungefähr 1 cm Breite.

An mehreren benachbarten Beispielen wurde ein Bodenprofil bis in 20–25 cm Tiefe ausgehoben. In allen Fällen – auch dort, wo die Oberfläche nicht mehr ganz gesteinsfrei war – zeigten sich übereinstimmende Verhältnisse.

Von oben nach unten folgten:

1. Die zusammengeklebte Masse des abhebbaren Erdziegels, die durch die bereits erwähnte Blasenstruktur ausgezeichnet war. Die grösseren Hohlräume von elliptischem Querschnitt und bis 1 cm Länge waren parallel zur Ziegeloberfläche ausgerichtet. In seltenen Fällen lagen feine, eckige Gesteinstrümmer in diesen Blasen drin.
2. Ein feuchter, gelb-brauner Lehm Boden, fast steinfrei und ohne Blasenstruktur, bis in 15 cm Tiefe.
3. Graue, lehmige Erde, von feinem Kiesmaterial regellos durchsetzt, das an Grösse und Häufigkeit gegen die Tiefe zunimmt, um dann in eine steinreiche Schicht überzugehen. Grössere Gesteinstrümmer finden sich hie und da regellos eingestreut.

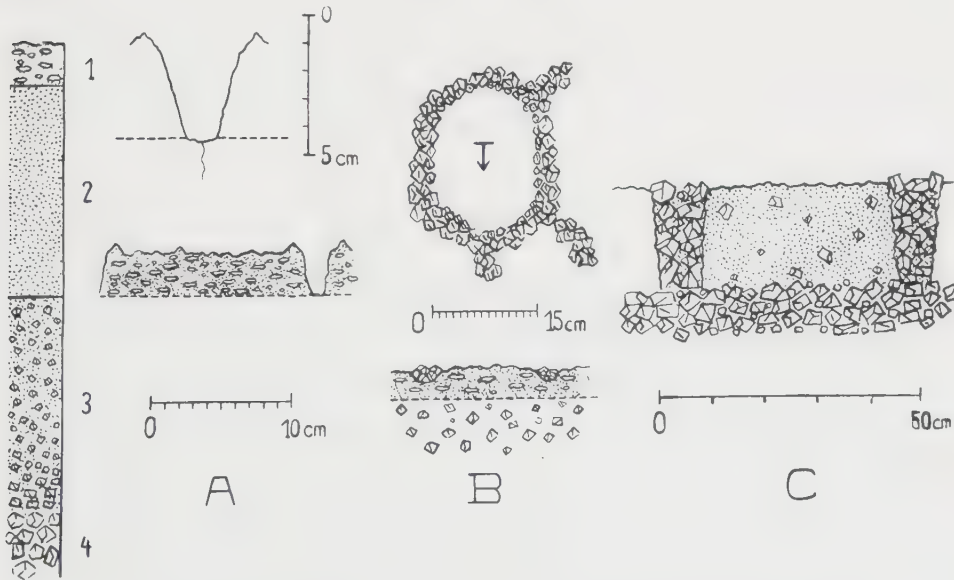


Fig. 1. Texturboden, Steinnetzboden.

A Texturboden. Links: Profil: 1 = zusammengeklebte Erde mit elliptischen Blasen, deren Längsachse parallel zur Oberfläche verläuft. 2 = sandig-lehmige Schicht. 3 = Schicht mit feinen Gesteinstrümmern. 4 = Geröllhorizont. Rechts: Profil durch die Oberflächenschicht.

B Steinnetzboden. Oben: Oberflächenansicht. Unten: Profil durch die oberflächliche Schicht.

C Steinring mit sohlenständigem Steinrahmen im Profil.

B. Der Steinnetzboden

(vgl. Abb. 12, 13 und 14)

An der gleichen Stelle wurden alle Übergänge von gesteinsfreien Texturböden bis zu wirklichen Steinnetzböden gefunden.

1. Beschreibung

Die Rahmen dieser Polygone wurden wieder durch deutliche Spalten gebildet, die aber von Gesteinstrümmern erfüllt waren, während die Flächen der Erdziegel nur eine geringe Gesteinsspreu aufwiesen.

Bei der näheren Untersuchung der Steinfüllung in den Spalten konnte keine besondere Lagerung des kantigen Trümmers festgestellt werden: Weder dachziegelartige Überlagerung noch Aufrechtstellung auf den Schmalseiten bildeten die Regel. Auffallend war dagegen, dass die grössten Trümmer (bis 2 cm Durchmesser) immer nahe der Oberfläche lagen, während in der Tiefe der Spalten – die in ihren Dimensionen denen der oben beschriebenen Texturböden entsprachen – das Material bis zur Grössenordnung von grobem Gries abnahm.

Auf dem Grunde der Risse setzte die Steinfüllung aus, die Unterfläche derselben war lehmig. Im allgemeinen reichten die Spalten nicht tiefer als bis zu dieser Lehmfläche.

Die ausgehobenen Profile stimmten mit denen der benachbarten, gesteinsfreien Polygone überein. Zwischen der an Steinen reichen Unterlage und der Kiesfüllung der Spalten lagen wiederum die beiden erwähnten Lehmschichten. Aeusserlich gibt es keine Anhaltspunkte für die Annahme, dass die Spaltenfüllung aus der Tiefe stammen würde.

2. Interpretation dieser Beobachtungen

Diese im obern Abschnitt beschriebenen Polygonböden werden in der Literatur von verschiedenen Autoren erwähnt. Die Beschreibungen der äussern Form und des Profils – soweit dieses in Betracht gezogen wird – stimmen mit den von mir gemachten Beobachtungen recht gut überein. Die Entstehung dagegen wird auf verschiedene Faktoren zurückgeführt: MEINARDUS (Lit. 30) hält die Spalten für eigentliche Trockenrisse in ursprünglich homogenem Material. SPETHMANN (Lit. 41) glaubt, eher dem Frost die den Boden aufreissende Kraft zuschreiben zu können. TROLL (Lit. 46) spricht ebenfalls von Trockenrissen, weist aber daneben auf die Bedeutung der Mikrosolifluktion hin, die auch auf äusserst schwach geneigtem Gelände arbeitet. Durch die Einwirkung der Makrosolifluktion bei grösserem Gehängewinkel erklärt er den Übergang zu streifenartigen Formen. PENK (Lit. 33) nimmt an, die Steinfüllung der Spalten sei aus dem tieferen, unsortierten Untergrund durch Frosthebung erfolgt. Die Risse selber denkt er sich entstanden durch die Kontraktion, die beim Auftauen eines gefrorenen Bodens einsetzt. HÖGBOM (Lit. 22) kennt Formen mit deutlichen Trockenrissen neben solchen, die eher durch Kontraktion und Expansion, von einem Regelationszentrum aus, entstanden zu sein scheinen. GIGNOUX (Lit. 17) spricht von einem Brodelboden, an dem oberflächlich das Kammeis arbeitet. POSER (Lit. 36) betrachtet den Frostschiebung als die einzig wirkende Kraft, kennt aber diese Bodentypen auch aus Gebieten ohne Dauerfrost. FLÜCKIGER (Lit. 14) erkennt, dass die Spaltenfüllungen nicht aus der Tiefe stammen können, sondern von der ursprünglich unregelmässig verteilten ober-

flächlichen Gesteinsspreu. Die Blasen in der obersten Erdschicht deutet er als Anzeichen einer Regulationswirkung. MIETHE (Lit. 31) erwähnt einen in Frostspalten zirkulierenden Grundwasserstrom. KLEBELSBERG (Lit. 26) deutet die Böden als Ergebnis eines Zusammenwirkens verschiedener Faktoren: Trockenrisse, Frosthebung und Solifluktion.

Die eigenen Beobachtungen führen mich zum Schluss, dass die unregelmässigen Spaltennetze der Texturböden auf Trockenrisse zurückgehen. Für diese Annahme sprechen verschiedene Gründe: Einmal zeigten die im Labor erzeugten Trockenrisse eine frappante Ähnlichkeit in der Form mit den natürlichen Texturböden. Auch dort liess sich ein Erdziegel, oberflächlich ausgetrocknet, aber mit noch feuchter Sohle, herausheben. Ihre Oberfläche wies ebenfalls ein leicht konkaves Profil auf. Letztere Tatsache bezeichnet HÖGBOM (Lit. 22) als ein Charakteristikum der durch Trockenrisse begrenzten Zellenböden. Bei geneigter Unterlage konnte auch im Labor, (siehe weiter hinten, S. 237) ein Übergang zu länglich gestreckten, streifenartigen Formen festgestellt werden, wie sie im folgenden Kapitel behandelt werden. - Die Spalten klafften nur bis auf den Grund der ausgetrockneten Erdziegel. Konnten sie auch in der feuchten Unterlage weiter verfolgt werden, so waren es dort nur noch haarfeine Risse.

HÖGBOM (Lit. 22) führt das Ausweiten der Risse nicht auf Eiskeile zurück; ich meinerseits neigte anfangs der Wälle wegen, welche die Spalten begleiten, zu dieser Ansicht. Tatsächlich konnte ich auch bei genügend tiefer Lufttemperatur nie Eis oder Schnee (obgleich sehr nahe der untersuchten Böden solcher vorhanden war) in diesen Spalten nachweisen. So scheint mir die Erklärung durch Kontraktion beim Austrocknen des Bodens nahezuliegen. Ob sich die Risse bei grosser Feuchtigkeit schliessen, konnte ich nicht feststellen.

Zur Frage der Steinrahmen führe ich folgende Gedanken und Beobachtungen an:

Wenn die Steinfüllung dieser Spalten durch irgend eine Kraft aus der Steinsohle (siehe weiter oben: Profilbeschreibung des Texturbodens) an die Oberfläche gehoben worden wäre, so müsste es sich bei den beschriebenen Beispielen um sehr alte Bildungen handeln, deren Genese vollständig abgeschlossen ist. Ich komme zu dieser Feststellung, weil ich nirgends durch Grabung in den beiden Lehmschichten zwischen oberflächlicher Steinfüllung und Steinsohle Anhäufungen von Gesteinstrümmern beobachten konnte. Zudem war die obere der beiden Lehmschichten - wie schon erwähnt - beinahe steinfrei. Nichts deutete bei der Betrachtung des Profils auf in Bildung begriffene Formen hin. Im Verlauf der Felduntersuchung gewann ich aber den bestimmten Eindruck, dass es sich um junge, zum Teil noch in Bildung begriffene Formen von Steinnetzen handelt. Durch vergleichende Betrachtung verschiedener Beispiele dieses Formenkreises konnte ich feststellen, dass die Spalten des Texturbodentyps allmählich von oben her durch Steinchen gefüllt werden. Dabei fällt das feinere Material in den unteren Teil der Spalten, die gröberen Steinchen werden zwischen die Spaltenwände eingeklemmt und noch gröbere bleiben oben auf den Spalten haften (vgl. dazu oben B 1). Durch Photographien verschiedener Bildungsstadien (vgl. Abb. 11-14) gelang mir die Aufstellung einer ganzen Entwicklungsreihe von Spaltennetzen zum Steinnetz, vom Textur- zum Strukturboden. So bildet sich der Steinrahmen dieser Steinnetze durch oberflächliche Einschwemmung von herumliegender Gesteinsspreu bei flächenhafter Überspülung und vermutlich auch mit Hilfe des Schnees.

Aus der Literatur kennen wir Typen von Steinnetzen, welche auf andere Genese zurückzuführen sind (vgl. weiter oben). Die von mir hier geschilderte Genese wird auch von KLEBELSBERG (Lit. 26) neben andern als gelegentlich vorkommend angeführt.

Es ist auch in den Alpen kaum anzunehmen, dass die durch Austrocknung entstandene Kontraktion die Bildung der Polygonböden in allen Fällen bewirkt. Damit

liesse sich die ausgesprochene Sechseckform – wie ich sie an verschiedenen Stellen traf und wie sie von vielen Forschern beobachtet wurde (vgl. z. B. STREIFF-BECKER, Lit. 43) – nicht erklären. HÖGBOM (Lit. 22) schreibt zu dieser Beobachtung, dass der Frost und die Regelation irgendwie daran beteiligt seien. Durch eine primär ungleichmässige Verteilung der Feinerde sollen Unterschiede im kapillaren Aufsaugen des Wassers entstehen, bei Frost dann eine Sortierung im inhomogenen Material, von einem Zentrum ausgehend, stattfinden.

Sicher sind Frost und Regelation an der Ausbildung dieser weit verbreiteten Bodenmusterung beteiligt. Dafür spricht schon die Höhenlage ihrer Vorkommen. Dann erinnert die krümelige Oberfläche der Erdziegel an einen ausgetrockneten Kamm-eisboden. Die auffallende Blasenstruktur mit ihrer Orientierung parallel zur Oberfläche wäre möglicherweise auf feinkörniges, linsenförmiges Bodeneis zurückzuführen. Damit wäre die Arbeit des Frostes bewiesen.

III. Weitere Beispiele von Texturböden

In diesem Abschnitt sollen einige weitere Beispiele von Texturböden beschrieben werden, wobei alle Übergangsformen zu Steinnetzen ebenfalls behandelt werden. Es handelt sich somit um Formen, die keinerlei Sortierung des Materials aufweisen und um genetische Stadien, wie sie im vorangehenden Abschnitt angedeutet worden sind.

A. Wegabzweigung Munt la Schera-Fop da Buffalora

Koordinaten: 812.450/169.050, 2360 m

An dieser Stelle bildete der Texturboden die sekundäre Gliederung vegetationsloser Girlandenrücken. Die Spalten in homogenem, erdig-krümeligem Material hatten eine Breite von 1–2 mm und eine Tiefe von ca. 0,5 cm. Die Erdziegel mit glatter, zusammengebackener Oberfläche konnten wiederum leicht abgehoben werden. Sie zeigten teilweise eine Aufwölbung des Zentrums bis zu 2 cm, im Gegensatz zu den frühern Beobachtungen konvexe anstelle konkaver Gestaltung der Oberfläche. Ist hier vielleicht der Trockenrissbildung eine Auffrierung durch Kammeis vorangegangen?

Bis in Spatentiefe wies das Profil beinahe keine Beimengung von Gesteinstrümmern auf. Die oberflächliche, schwache Gesteinsspreu mit Komponenten bis zu Haselnussgrösse wies meistens keinerlei Sortierung auf.

B. Talhintergrund des Val Müschauns

Koordinaten: 802.900/165.800, 2600 m

Bei der Abzweigung nach Fuorcla Val Sassa breitete sich in homogener, feinkrümeliger Erde ein Spaltennetzboden aus, der durch die grössern Dimensionen der einzelnen Polygone auffiel und ebenfalls als Texturboden zu werten ist. Die Erdziegel hatten Durchmesser von 30–50 cm; die Tiefe der Spalten betrug 3–4 cm. Auch hier war die oberflächliche Gesteinsspreu regellos. Die Spalten enthielten davon nicht mehr als die Ziegeloberflächen.

Allen erwähnten Beispielen gemeinsam ist eine ausgesprochene Vegetationsarmut, die wahrscheinlich auf eine Zerstörung der Sprosse durch Frostwirkung zurückzuführen ist.

IV. Weitere Beispiele von Steinnetzen und einzelnen Steinpolygonen

Steinnetzböden und einzelne Steinpolygone wurden verstreut im ganzen Untersuchungsgebiet angetroffen. Überall gingen die Steinrahmen auf ein polygonal verlaufendes, mehr oder weniger deutlich ausgebildetes Spaltennetz zurück, im Gegensatz zu den im nächsten Abschnitt zu beschreibenden Steinringen.

A. Nordhang des Munt la Schera

Koordinaten: 812.250/170.050, 2530 m

1. In einer gegen Westen offenen Mulde unterhalb des Hauptgipfels breiteten sich Steinstreifen aus und in ihrer unmittelbaren Nähe Steinnetze. Die Spalten waren oberflächlich bis 5 cm breit, reichten 5 cm in die Tiefe und waren mit Gesteinstrümmern von 0,1–6 cm Durchmesser angefüllt. Die Oberfläche der Erdziegel betrug 200–600 cm², war nur schwach gewölbt und mit wenigen, unregelmässig angeordneten Gesteinstrümmern bestreut.
2. In der Nähe beobachtete ich einen Steinnetzboden, dessen Polygon-Steinrahmen einen kürzesten Abstand von 10 cm voneinander hatten. Ihre Form war die eines regelmässigen Sechsecks. Unter der Steinfüllung waren die Risse immer noch 3 mm breit und 1 cm tief. Das erdige Zentrum war leicht aufgewölbt.
3. Wo die Hangneigung nebenan ca. 5° betrug, waren die Sechsecke deutlich in der Fallrichtung ausgezogen. Die Dimensionen betrugen beispielsweise 15 × 21 cm und bei einem andern Steinpolygon 12 × 16 cm (Länge der Diagonalen) (vgl. Fig. 1 (B)). Die Steinrahmen waren im Querschnitt sehr flach gewölbt und 1–3 cm breit.

Nach POSER (Lit. 35) handelt es sich bei allen bisher erwähnten Beispielen um schwebende Steinrahmen; d. h. die Spaltenfüllung steht in keinerlei Zusammenhang mit einem steinigen Untergrund, wie dies bei den sog. sohlenständigen Steinrahmen der Fall ist (vgl. Fig. 1 (C)).

Die abgehobenen Erdziegel waren fast völlig steinfrei, bestanden aus sandiger Erde mit deutlicher Blasenstruktur.

4. Auf einer Fliesszunge, die vom Gipfel herunterzieht, war ein reiches Steinnetzwerk ausgebildet. Die Durchmesser betrugen 12 cm, die Breite der Steinrahmen 2–3 cm. Das erdige Zentrum war leicht aufgewölbt, zeigte keine Ähnlichkeit mit einem Kammeisboden – interessanterweise fehlte auch die Blasenstruktur – und liess sich nicht mehr als ganzer Ziegel abheben. In der Feinerdesäule drin sowie unter den Steinrahmen lagen kleine Gesteinstrümmern regellos verteilt, die aber nicht in Zusammenhang mit der Spaltenfüllung standen. Beim Herausheben grösserer Steine aus der Rinne sah man deutlich das Vorhandensein feiner Risse im Untergrund.

B. Südhang des Munt Chavagl

Koordinaten: 813.950/169.450, 2460 m

1. Deutlich ausgebildete Sechsecke, deren Diagonalen 40 cm massen, breiteten sich auf einer Verflachung aus. Die gut sichtbaren Risse waren bis 5 cm tief und mit regellos gelagerten Gesteinstrümmern erfüllt. Die bis 5 cm dicken zentralen Erdziegel mit stark verhärteter, planer Oberfläche liessen sich wie bei den kleineren Formen leicht abheben und zeigten eine deutliche Blasenstruktur. Die feuchte

Erde des Untergundes war relativ steinarm und die vorhandenen Trümmer waren bedeutend kleiner als diejenigen in den Rinnen.

2. In der Nähe der Erdströme wurden Steinnetze als sekundäre Gliederung gut ausgebildeter Kuchenböden (vgl. Kapitel 6, IV) angetroffen. Vereinzelte Vegetationspolster hatten sich in den Steinrahmen festgesetzt.

C. Fuorcla Val del Botsch

Wo die Schutthalde südlich des Übergangs talwärts in eine Grashalde übergeht, konnte eine Art von Pseudosteinnetzwerk festgestellt werden. Eckige Trümmer, wahrscheinlich aus den oberen Regionen stammend, umschlossen – in seichten, ca. 30 cm breiten Rinnen liegend – Vegetationsinseln, ohne eigentliche geometrische Formen zu bilden.

V. Steinringe

A. Beschreibung zweier Beispiele

Im Talhintergrund des Val Müschauns, nahe der Abzweigung nach Fuorcla Val Sassa, wurden auf 2580 m Höhe besondere Formen von Strukturböden beobachtet.

Am Abhang des Gletscherbettes fanden sich vereinzelt einige Steinringe. Erdige Zentren, bis 35 cm im Durchmesser, hoben sich deutlich von der umgebenden Schuttdecke ab. Die Steinrahmen waren ca. 10 cm breit und bestanden aus locker zusammengepacktem Trümmersmaterial, wobei die Mehrzahl der plattigen Steine kantengestellt gelagert waren. Die leicht gewölbte Oberfläche war ziemlich steinfrei und erinnerte mit ihrer Krümelung stark an einen ausgetrockneten Kammeisboden.

Beim Graben eines Profils zeigte sich folgende überraschende Tatsache: Der bis in eine Tiefe von 17–20 cm reichende Steinrahmen ging in eine steinige Schicht über, welche die Sohle des Feinerdezentrums bildete. Es handelte sich also hier um einen sohlenständigen Steinring (vgl. oben IV A und Fig. 1 (C)).

In der darüber liegenden Feinerdesäule waren nur wenige kleine und regellos verteilte Gesteinstrümmer vorhanden, so dass sie sich von der steinigen Umgebung deutlich abhob.

Ein zweites instruktives Beispiel fand ich im eisfreien Gletscherbett selber. Hier war das Feinerdezentrum von Vegetation bedeckt. Im Rahmen standen die Steine alle hochkant und reichten nur wenige Zentimeter in die Tiefe. Zwischen dem steinigen Untergrund und dem Steinrahmen bestand in diesem Fall keine Verbindung, es handelte sich hier um einen schwebenden Steinring.

Ein Merkmal unterschied beide Formen deutlich von den im vorangegangenen Abschnitt beschriebenen Steinpolygonen: Beim Ausheben der Steinrahmen konnten nirgends Risse festgestellt werden.

B. Mikroformen

Miniaturformen von Steinringen, deren Durchmesser nur 10 cm massen, sind auf Lockermaterialien im Untersuchungsgebiet eine ziemlich häufige Erscheinung. Diese an und für sich kleinen Formen sind aber oft undeutlich ausgebildet. Zu ihrer Erkennung bei Feldbegehungen benötigt man daher ein geschultes Auge. Einige solche Kleinformen erkannte ich erst auf Photographien und suchte sie dann in der Natur

nochmals auf. Die von mir untersuchten Vertreter dieses Strukturbodentyps fand ich in erster Linie am Südhang des Munt la Schera (Koordinaten: 812.100 169.650), auf dem Nordgrat des Piz Murtèr in 2600–2700 m Höhe und im Val Tantermozza (Fundstellen im Raum Koordinatenschnittpunkt: 802.000/168.000, 2480 m).

Ich beschreibe im Folgenden verschiedene genetische Stadien solcher Miniatursteinringe:

1. Ich fand in Böden, die eine oberflächliche Steinbedeckung aufwiesen, Stellen, bei denen die Korngrösse des verwitterten Steinmaterials, von einem Zentrum ausgehend, von Erbsen- und Haselnussgrösse bis Faustgrösse nach aussen zunahm. Die Radien vom Zentrum bis zu den faustgrossen Steinen betrugen 5–7 cm.
2. Diese Materialsortierung ist in jenen Fällen weiter fortgeschritten, bei denen im Zentrum Erde von unten zwischen den feinsten Steinen durchgebrochen ist (vgl. Abb. 17). An verschiedenen Orten – so z. B. am Munt la Schera – wurden kleinere und grössere aufgewölbte Feinerdeinseln inmitten schuttbedeckter Flächen angetroffen. Sie schienen diese Flächen knospenartig durchbrochen zu haben (vgl. Abb. 16). Die dunkelbraune Erde hob sich deutlich von den hellen Gesteinstrümmern ab. Bei diesen Formen trifft man oft, konzentrisch zum Erdzentrum, kantengestellte Steine (vgl. Abb. 17). Die Art ihrer gegenseitigen Lage wies auf eine Abdrängung der feinen Steine gegen die entfernteren gröberen hin.

Ich stellte solche Erdzentren von nur 1 cm Durchmesser fest. Entfernte man die umgebenden Steine, so standen diese Erdknospen auf feuchter, brauner Erde, waren 1–3 cm hoch, oben kuppelförmig gewölbt mit mehr oder weniger senkrecht zur Unterlage stehender Seitenfläche. Ihr Querschnitt war angenähert kreisförmig. Oberflächlich zeigte die Erde – vor allem bei Erdinseln mit eher grösserem Radius gut feststellbar – eine deutliche Krümelstruktur, wie sie mir von Kammeisböden bekannt war. Es drängt sich ein Vergleich mit Erdhäufchen und -säulchen auf, wie sie das Kammeis zwischen Steinen emporzuschieben pflegt. Die emporgequollenen Erdknospen können entlang ihrer erdigen Sohle – die offensichtlich das Material zu deren Bildung geliefert hat – abgelöst werden. Es drängt sich die Frage auf, ob diese Sohle die Unterlage ehemaliger Kammeisbüschel repräsentiere.

3. Ringförmige Stadien, bei denen alles feinere Steinmaterial zur Seite gegen den Kranz der grösseren Trümmer geschoben ist, stellen den Abschluss der Genese dar (vgl. Abb. 18). Nur ganz selten traf ich Steinringe, deren erdiges Zentrum nach abgeschlossener Bildung von Vegetation überwachsen war.

Die Erdzentren wiesen Durchmesser von 6–10 cm auf und waren in der Regel schwach konvex gewölbt. Alle Beispiele besaßen verhältnismässig breite Steinrahmen: Ich stellte bei Vertretern, deren Erdzentrum 6 cm Durchmesser mass, ebensobreite Steinrahmen fest. Die Steine lagen in U-förmigen oder schwach konkaven Rillen und überragten im allgemeinen das Erdzentrum.

Das schon erwähnte Fehlen von Rissen am Boden der Steinrillen, ihr anders gearteter Querschnitt und die relativ zur Ausdehnung des Erdzentrums grosse Breite der Steinrahmen sowie die Kreisform lassen diese Steinringe deutlich von den unter II beschriebenen Polygonen unterscheiden und als andere Typen erscheinen.

4. Gelegentlich stossen die Steinrahmen einiger benachbarter Steinringe zusammen, wobei ein Steinnetzboden entsteht. Solche Beispiele fand ich aber im Nationalparkgebiet selten.

C. Zur Entstehung dieser Steinringe

Die Tatsache, dass die Steinrahmen nicht durch Risse vorgezeichnet sind, beweist, dass die Entstehung der Steinringe nicht mit Trockenrissen in Zusammenhang gebracht werden kann. Auch das häufige Auftreten von Einzelformen – anstelle einer netzartigen Musterung des Bodens – spricht dagegen.

Ich glaube, nach den von mir gemachten Beobachtungen, in Uebereinstimmung mit andern Autoren (vgl. weiter oben unter II B, 2), für die Entstehung der beschriebenen Steinringe Frosthebung und Mikrosolifluktion verantwortlich machen zu können.

Da am Munt la Schera in unmittelbarer Nähe von knospenförmigen Kammeisauffrierungen – als sekundäre Gliederung von Girlandenrücken auftretend – Steinringe gefunden wurden, drängte sich die Frage nach einem Zusammenhang der beiden Formen auf. Feinerdebuckel, deren schuttbedeckte nächste Umgebung bereits eine gewisse Regelung zeigt, stellen ein genetisches Stadium der Steinringform dar.

Die Entstehung dieser Buckel lässt sich wohl am besten im Sinne HÖGBOMS (Lit. 22) erklären durch ein verschiedenes starkes kapillares Aufsteigen von Wasser bei einer primären ungleichen Verteilung von Feinerde und Gesteinstrümmern. Dem entsprechend ist bei Eisbildung auch die Wirkung der Frosthebung verschieden, die eine Aufwölbung des Feinerdezentrums bewirkt gegenüber steinreichen Nachbarpartien. Dabei wird die oberflächliche Schuttbedeckung dank Kammeis knospenartig durchbrochen. Die der Feinerde aufliegenden Gesteinsstrümmern werden bereits durch die Kraft der Frosthebung zentrifugal verschoben, in verstärkter Masse aber durch die an der Oberfläche einsetzende Mikrosolifluktion geordnet. Durch diese, von einem Zentrum aus wirkende Verschiebung lässt sich die zu diesem tangentialen Kantenstellung erklären. Mit der Zeit wird wohl durch Wasser, das im Schutt zirkuliert, die Feinerde in diesen Randpartien ausgewaschen und der Rahmen so langsam vertieft.

Auf diese Weise lassen sich die schwebenden Steinringe mit den nur wenige Zentimeter tief reichenden Rahmen erklären. Bei einzelnen Fällen der Miniaturformen bin ich geneigt, die Hauptursache der Steinringbildung im Kammeis zu sehen.

Bei grösseren Gehängewinkeln setzt die Makrosolifluktion (vgl. Kapitel 5) ein. Schon die feinen Erdbuckel der Kammeiswirkung beginnen sich streifenartig einzuordnen. Deutliche Steinringe bekommen eine längliche Form. Hier scheint ein Übergang von polygonalen Strukturen zu bestimmten Formen von Streifenböden vorhanden zu sein, wie sie oft als sekundäre Gliederungen von Girlandenrücken angetroffen werden.

Je nach der Grösse der umgebenden Schuttmassen werden verschiedene Formen von Steinringen auftreten. Bei grösseren Trümmern zeigt der Rahmen wenig Regelmässigkeit. Hier muss wahrscheinlich an den einzelnen Steinen noch die Frostsprengung einsetzen, bis sich die Gesteinsbruchstücke so regelmässig einordnen, wie dies in den Abbildungen von TROLL (Lit. 46, S. 653) sichtbar ist. Bei primär kleineren Trümmern geht diese Einordnung rascher; es entstehen kleine, regelmässige Formen.

Es scheint also möglich, hier eine ganze Entwicklungsreihe aufzustellen von den Feinerdebuckeln bis zu den schwebenden Steinringen, oder noch früher beginnend: Von kreisförmigen Steinflächen, die nach der Korngrösse geordnet sind, bis zu den Steinringen.

Die Erklärung der sohlenständigen Steinringe bereitet grössere Schwierigkeiten. POSER (Lit. 35) unterstützt bei dieser Form die oben erwähnte HÖGBOMSsche Theorie, die auch mir zur Erklärung brauchbar zu sein scheint. Es könnte sich um spätere Formen der genetischen Reihe handeln, bei denen durch Auswaschung und langsame Vertiefung der Steinrahmen eine Verbindung mit dem allgemeinen Steinbett zustande

gekommen wäre. Um diese Erklärung zu stützen, sollten aber Übergangsformen festgestellt werden können. Dies ist mit Schwierigkeiten verbunden, da im Untersuchungsgebiet sohlenständige Formen sehr selten zu sein scheinen.

VI. Zusammenfassung

Die von mir gefundenen Netzmuster- oder Polygonböden lassen sich auf mehr oder weniger horizontalen Flächen auf 3 Polygonformen zurückführen:

1. Die unregelmässige Form der Trockenrissböden: Die Vertreter des Texturbodentyps, bei denen in homogenem Material die Oberflächen konkav ausgebildet sind und die daraus durch Einschwemmung oberflächlicher Gesteinsspreu sich entwickelnden Steinnetzböden.
2. Die Kreisform, auf welche die Steinnetzböden mit konvex aufgewölbtem erdigem Zentrum zurückgehen.
3. Die Sechseckform (vgl. Abb. 20).

Man kann bei den unter 1 und 2 erwähnten Steinnetztypen von konvergenter Entwicklung insofern sprechen, als bei beiden die Steinrahmen durch Materialtransport innerhalb der oberflächlichen Gesteinsspreu entstanden sind. Bei beiden Typen konnten genetische Stadien und damit ganze Entwicklungsreihen festgestellt werden.

Ein Zusammenhang der Steinringe mit Kammeisbüscheln, deren Nadeln nach aussen gekrümmt sind, scheint zu bestehen. Mehr oder weniger kreisförmige Kammeisbüschel vermögen auf horizontaler Fläche einen Materialtransport von der Grössenordnung der Miniatursteinringe zu bewältigen, wenn man ausser der Krümmung der randständigen Nadeln auch die Wirkung der Regelation und allenfalls der Mikrosolifluktion in Betracht zieht.

Auf geneigtem Gelände, unter dem Einfluss der Schwerkraft, werden diese Formen durch Makrosolifluktion in streifenartige Formen übergeführt (vgl. Abb. 19).

4. Streifenformen

I. Die Makroform von Murtèr

Koordinaten: 806.600/170.725, vgl. Abb. 21 und 22

A. Beschreibung

1. Die Oberfläche

Anlässlich einer Begehung des Gebietes Piz Murtèr (2836.2 m) – Piz Terza (2681.6 m) fand ich am Nordgrat des Piz Murtèr in 2580 m Höhe einen Steinstreifenboden, welcher sich auf einem ca. 15° geneigten, ostexponierten Abhang ausbreitete. Dieser setzte sich gegen unten in eine karähnliche Nische fort, in welcher noch Ende Juli 1951

und 1952 Schnee lag. Der ganze Boden, auch oberhalb der Streifen, war stark von Schneeschmelzwasser durchtränkt.

Bei diesen Streifen handelte es sich um eine Makroform mit folgenden Dimensionen: Der Abstand der 20–30 cm breiten Streifen schwankte zwischen 70 cm und 2 m, ihre Länge betrug an die 20 m und die Ausdehnung der gemusterten Fläche 20×20 m.

Im grossen Ganzen folgten die Streifen dem grössten Gefälle. Wo sich dessen Richtung änderte, folgten sie ihm, Bogen mit grossen Radien bildend. Von diesen Krümmungen abgesehen war ihr Verlauf gerade, und die Streifen waren im allgemeinen parallel zueinander. Manchmal aber vereinigten sich 2 Streifen (talwärts gesehen) unter Bildung eines spitzen Winkels. Andere teilten sich auf die gleiche Weise. Anfang und Ende der Streifen waren meistens ganz unvermittelt, solange man diese nur von aussen betrachtete. In einigen Fällen setzte sich der Streifen an seinem oberen Ende in einen deutlichen vertikalen Riss bergwärts fort, in dem die Steinfüllung fehlte oder nur schwach angedeutet war.

Die zwischen den Streifen liegende erdige Partie zeigte eine plane, gelegentlich ganz leicht aufgewölbte Oberfläche, die gegenüber den Streifen etwas erhöht war. Die Erde schien stellenweise zusammengebacken und war mit unregelmässig verstreuten, verschiedenen grossen Gesteinstrümmern übersät, deren räumliche Dichte aber gegenüber der Gesteinsfüllung der Streifen deutlich zurücktrat. Der prozentuale Anteil an grösseren Trümmern in der Steinfüllung überwog denjenigen der oberflächlichen Gesteinsspreu.

Abgesehen von einigen kümmerlichen Seggenpolstern war der ganze gemusterte Abhang vegetationslos.

Gelegentlich liessen sich bei näherem Zusehen schmale Querrisse zwischen den Streifen feststellen. Ihr Verlauf war unregelmässig; sie reichten weder immer von einem Streifen zum andern, noch liessen sie sich zu Polygonen verbinden. Steine enthielten sie keine.

2. Das Profil

Abbildung 22 gibt sehr gut Auskunft über die Verhältnisse, die beim Graben eines Profils gefunden wurden.

Die Steinfüllung der 20–30 cm breiten Rillen hob sich deutlich von der lehmig-feuchten und gesteinsarmen bis gesteinsfreien Umgebung ab. Das Streifenprofil war breit und U-förmig und erreichte im abgebildeten Fall eine Tiefe von 13 cm.

In diesem Graben lag eine dichte Packung von kantigen Gesteinstrümmern mit Durchmesser von 1–20 cm. Bei genauerer Betrachtung hatte man den Eindruck einer mehr oder weniger geregelten Anordnung, die auf den Photos vielleicht noch deutlicher zum Ausdruck kommt als in der Natur. Die grösseren Trümmer schienen mir dachziegelförmig übereinander zu liegen, indem sie mit ihren Schmalseiten nach unten schief in der Rinne lagen, wie wenn sie von den angrenzenden Erdpartien abgerutscht wären. Die grösseren Trümmer lagen mehr im Zentrum, seitlich begrenzt von den kleineren.

Die Steinfüllung stand in keinerlei Zusammenhang mit einem tiefer liegenden Steinbett. Es handelte sich hier um eine Form, die man mit den schwebenden Steinringen homologisieren kann (vgl. Kapitel 3. V). Die umgebenden Erdpartien und der nächste Untergrund bestanden aus feuchtem, stark lehmigem Material, das nur wenige kleine, regellos verteilte Steinchen enthielt. Die oberflächliche Partie der Erdstreifen war zusammengebacken und zeigte die bei den Texturböden erwähnte Blasenstruktur (vgl. 3 II A 1 und 2).

Hob man die Steinfüllung aus den Rillen, so konnte in der Mitte der Rillensohle sehr oft ein deutlicher steinfreier Riss beobachtet werden. Dieser bildete gewissermassen die vertikale Fortsetzung der Rillen, war 5–8 cm tief und maximal $1\frac{1}{2}$ cm breit. Er stand in direktem Zusammenhang mit dem weiter oben erwähnten Riss als bergseitige Fortsetzung der Streifen. Auch dort, wo er demnach bis an die Oberfläche reichte war er beinahe völlig steinfrei, oder dann lagen Steine nur oberflächlich auf ihm.

Oberhalb der Streifen schien der Riss oft ausgewaschen und wies dementprechend ein flach ausgeweitetes, schwach konkaves Profil auf. Diese Abschnitte waren 2–5 cm tief und wiesen eine lockere und spärliche Steinfüllung auf. Solche Streifenabschnitte betrachte ich als genetisch junge Stadien der weiter talwärts gelegenen, bis 20 cm mächtigen Steinfüllungen.

Weder in den Streifen noch in den Rissen konnte ich Schnee feststellen mit Ausnahme vom talseitigen Ende der Streifen, wo diese unter einer Schneedecke verschwanden.

B. Interpretation

Die Streifen von Murtèr stehen nicht nur ihrer Dimensionen, sondern auch ihrer Struktur wegen, abseits von den übrigen untersuchten Streifenböden.

Formen mit ähnlichen Ausmassen werden in der Literatur von KINZEL (Lit. 25) beschrieben.

Auffallend ist der nicht absolut streng parallele Verlauf der Streifen, wie er bei den im nächsten Abschnitt beschriebenen Mikroformen teilweise angetroffen wurde. Von Zeit zu Zeit treten Verzweigungen auf: „Federverzweigungen“, deren Vorhandensein HÖGBOM (Lit. 22) als Beweis für Wirkung von strömendem Wasser anführt.

Selbstverständlich sucht sich Sickerwasser gerne den Steinrinnen entlang seinen Weg, worauf auch HÖGBOM (Lit. 22) hinweist. Es scheint mir aber kaum möglich, Erosion des Wassers als primären Faktor für die Rinnenbildung verantwortlich zu machen. Vielmehr scheinen die durchgehend beobachteten Risse den Verlauf der Rinne vorzuzeichnen. Es handelt sich vielleicht bei diesen Rissen um Trockenrisse entlang der Fallinie, die, vermutlich beeinflusst durch die Schwerkraft und Solifluktion, eine streifenartige Bodenmusterung hervorrufen anstelle einer polygonalen. Das Auftreten von vereinzelt Querrissen mit unregelmässigem Verlauf spricht für deformierte Trockenrisspolygone auf zeitweise stark durchfeuchtetem Boden. Es sei aber betont, dass es nicht möglich war, die Spalten in ein eigentliches Netzwerk einzuordnen.

Nach SPETHMANN (Lit. 41) könnte bei der Rissbildung auch der Frost mitbeteiligt sein. Laboratoriumsversuche im Thermostat und Versuche im Freien (mit Schutz gegen Niederschläge) auf geneigten Ebenen zeigten Trockenrissbildung entlang der Fallinie.

Die Durchführung der Versuche:

Instrumente: Thermostat, wasserundurchlässige Sezierschale, ihr Boden aus Wachs wurde mit einem Messer aufgeraut (Schnitte senkrecht zur zukünftigen Fallinie).

Material: Alle Trockenrissversuche wurden mit dem Material des beschriebenen Streifenbodens von Murtèr (vgl. 4, I A) durchgeführt.

Versuchs-anordnung: Erde in die Schale einfüllen (5 cm mächtig), ihre Oberfläche soll glatt sein. Dann mit einer feinen Brause Wasser auf die Erde giessen, bis die Erde übersättigt ist, stehen lassen und nach 24 Stunden allenfalls noch auf der Erde liegendes Wasser absaugen. —

Ergebnis bei Neigung der Schale um 10° : Die Trockenrisse bevorzugen die Fallinie. Ihr Verlauf ist oft stark gekrümmt. Querrisse führen oft von einem Längsriß zum andern, oder dann kann man aus ihnen ein unregelmässiges, verzerrtes Netzwerk rekonstruieren. – Bei Neigung von 20° erhielt ich die gleichen Ergebnisse.

Man kann auch ohne Thermostat arbeiten: Die Sezierschale wird mit einer Glasscheibe zugedeckt und an die Sonne gestellt.

Das obere Ende der Steinstreifen scheint mir für die Erklärung besonders aufschlussreich zu sein. Die Rinnen werden gegen oben immer seichter, um zuletzt in den Rissen auszulaufen, die entweder gar nicht mit Steinen gefüllt sind oder von diesen nur oberflächlich – ohne Vertiefung – überdeckt werden. Dieser allmähliche Anfang der Rillen scheint mir ein Zeichen für eine von oben nach unten fortschreitende und sich verstärkende Auswaschung durch Schneeschmelzwasser, das in den bereits durch Risse vorgezeichneten Rinnen fließt.

Das Vorhandensein von Schnee in der unmittelbar darunter liegenden Nische noch Ende Juli, die reichliche Durchtränkung des ganzen Bodens mit Wasser sprechen dafür, dass der Hang sehr spät schneefrei wird. So wird in den Rinnen zusätzlich noch die Nivation am Werk sein. Verschiedene Autoren weisen auf diese ausspülende Wirkung von Schmelzwasser hin, in Zusammenhang mit der Bildung von Streifenböden, so u. a. SALOMON (Lit. 37), POSER (Lit. 35), ULE (Lit. 50a).

Die Frage ist nun, wie die Steinpackungen in den Rinnen entstanden sind. In der Literatur werden verschiedene Meinungen vertreten. DÜCKER (Lit. 12) zieht zur Erklärung die Konvektionshypothese bei. Nach ihr sollen in stark wasserdurchtränkter Erde durch Temperaturdifferenzen zwischen der Bodenoberfläche und tiefer liegenden Bodenpartien vertikale Konvektionsbewegungen entstehen: Im Zentrum aufsteigende Strömung, an der Bodenoberfläche nach aussen verlaufend und an den Rändern absteigend und Steinanhäufungen zurücklassend (siehe Lit. 19). GIGNOUX (Lit. 17) schliesst sich dieser Theorie ebenfalls an. Ich habe aber nirgends Anhaltspunkte für das Bestehen einer solchen materialsortierenden Strömung gefunden. Schlieren, die sich hätten bilden müssen und von DÜCKER erwähnt und skizziert worden sind, fand ich keine (auch bei allen Grabungen an andern Vertretern von Strukturböden nicht). Nach DÜCKERS Skizze zu schliessen, fand er unter den parallel dem Gefälle verlaufenden Steinstreifen und unter den dazwischenliegenden Erdstreifen Schlieren. – Ferner zeigte sich bei der Grabung durch Feinerderäume von Strukturbodenformen, dass die in der Feinerdmasse vorhandenen Gesteinsstücke eine regellose Verteilung aufwiesen, also nicht irgendwie kegelförmig – entsprechend dem Aufsteigen der Ströme in der Mitte – angeordnet waren.

Die auffallende Gesteinsarmut in den breiten Feinerdestreifen scheint mir gegen die Annahme zu sprechen, dass die recht grossen Trümmer aus tieferen Bodenstellen stammen. Vielmehr glaube ich, dass die oberflächliche Gesteinsspreu durch Frostsprengung an den höher liegenden kahlen Felsen entstand und auf ihrem Transport ins Tal durch Steinschlag, Wasser und Schnee eine Zeitlang sich im Raume des gemusterten Bodens befindet. Dabei gelangen Steine in die Rillen und werden im allgemeinen dort bleiben. Die in der Beschreibung erwähnte dachziegelartige Anordnung der Steine in den Rillen spricht aber für ein Hineingleiten von den angrenzenden Erdstreifen her. Demnach wird von der oberflächlichen Gesteinsspreu sukzessive Material durch Kammeissolifluktion und seitliches Abrutschen von den Erdstreifen her in die Rillen transportiert. In den Rinnen zirkulierendes Wasser spült feines Material weg und vertieft diese, so dass reine Steinpackungen entstehen.

Ich vermute auch Mitbeteiligung des Frostes, indem die stark durchtränkten Feinerdestreifen während und nach der Schneeschmelze leicht aufgewölbt werden

Schale in Thermostat stellen und ihr die gewünschte Neigung geben (horizontal, 10° und 20°). – Ist die Schale sehr gross, so muss ihr Boden sehr rauh sein (Drahtgitter oder Dachpappe darüber spannen), sonst gleitet die ganze Erdmasse nach unten. Die Temperatur des Thermostates konnte ich nur auf 40°C einstellen. Nach 3 bis 4 Tagen stellte ich jeweiligen Trockenrisse fest.

Ergebnisse auf horizontaler Fläche: Die entstandenen Trockenrissepolygone hatten gleiche Dimensionen und Formen, wie ich sie bei den Texturböden angetroffen hatte (vgl. 3. II A). – und somit der Materialtransport gegen die Rinnen hin erleichtert wird. Ich beobachtete in einem Fall, dass die Oberfläche der Erdstreifen zwischen den Steinpackungen nicht plan, sondern deutlich leicht gewölbt war, ähnlich einer Strasse.

II. Mikroformen

Nur ein geringer Teil der beobachteten Streifenböden entsprach in seinen Dimensionen dem Typus von Murtèr. Meistens handelte es sich um Streifen von nur wenigen Zentimetern Breite.

A. Einführung

Bei der Beschreibung der sekundären Gliederung der Girlandenrücken (siehe Kapitel 5, II A 4) wird auf diese Streifenböden hingewiesen. An dieser Stelle sollen die einzelnen Vertreter der Kleinformen näher beschrieben werden.

Viele der in der Literatur erwähnten Streifenböden gehören, nach ihren Dimensionen klassiert, in diese Gruppe. Leider findet man bei verschiedenen Autoren nicht immer eine klare systematische Einteilung der verschiedenen Typen. Bei TROLL (Lit. 46) sind einige sehr eindrucksvolle Aufnahmen von Streifenböden aus Gebieten verschiedener geographischer Breite wiedergegeben, die die grosse Verbreitung dieser Strukturbodentypen belegen.

Eine systematische Untergliederung der Steinstreifen gibt POSER (Lit. 35): Eine erste Art ist schon aus der älteren Literatur bekannt (MEINARDUS 1912, Lit. 30, B. HÖGBOM 1914, Lit. 22). Sie weist oft durch einen nicht ganz parallelen Verlauf der Steinstreifen gewisse Anklänge an das Steinnetzwerk auf und ist mit diesem häufig in der Art vergesellschaftet, dass an höheren und ebenen Stellen Steinnetzwerk oder Steinringe, bei beginnender Neigung diese Formen hangabwärts zu langen Steinellipsen verzerrt, und schliesslich am Hange selbst Streifen auftreten. Nicht selten finden sich dann wieder am Fusse des Hanges Steinnetze oder Steinkreise.

Ein zweiter Streifenbodentyp besitzt diese Anklänge an andere Formen nicht (vgl. SALOMON 1929, Lit. 37, POSER 1931, Lit. 34). Seine Streifen sind weit mehr parallel, oft schnurgerade, mitunter aber auch hangabwärts spitzwinklig verzweigt. Die streifigen Steinhäufungen liegen in flachen Rinnen.

Ein dritter Typus wurde von MOHAUPT (1932, Lit. 32) in den Alpen festgestellt. Bei ihm handelt es sich um schmale, hangabwärts laufende Erdstreifen, die beulenartig eine Decke gröberen Schuttes durchragen, bei plötzlich zunehmender Hangneigung und gleichzeitig verstärkter Schuttdecke auf einer Linie verschwinden, um hernach auf flacherem Gelände wieder in Erscheinung zu treten. Eigenartig ist der obere Anfang der Streifen ausgebildet: Reihenhaft angeordnete Feinerdebeulen durchbrechen den Schutt knospenartig. Erst dann folgt der geschlossene Feinerdestreifen. Als interessantes Charakteristikum dieses Typs wird stromlinienartiger Verlauf der Streifen erwähnt, indem diese Vegetationspolster umlaufen oder sich zwischen benachbarten Vegetationspolstern hindurchschlängeln, einander näherkommend, ohne

dass ein Streifen in den andern übergeht. Unterhalb der Enge streben die Streifen wieder auseinander (MOHAUPT Lit. 32). Da die Schuttstreifen bei diesem Typus sekundärer Art seien, schlägt MOHAUPT die Bezeichnung „Erdstreifen“ für diese Art vor.

Zur Beschreibung der Mikrostreifenformen scheint mir die Behandlung der Erdstreifen als eigener Typ zweckmässig. Ich bin mir bewusst, dadurch diese Strukturformen nach genetischen Gesichtspunkten zu ordnen.

B. Erdstreifen

1. Beschreibung

Schon in Zusammenhang mit Steinnetzen und Steinringen wurde auf Feinerdeknospen hingewiesen, die stellenweise aus einer einheitlich mit Schutt bedeckten Fläche emporquellen (vgl. Kapitel 3, V). In dieser vorerst sporadisch auftretenden Form sehe ich nicht nur einen Ausgangspunkt für bestimmte Polygonbodenformen, sondern auch für diesen Typ der Streifenböden.

Bei zunehmender Hangneigung ist eine Orientierung dieser Erdhäufchen nach der Richtung der Fallinie festzustellen.

Eine beginnende Streifung des Bodens beobachtete ich an Pfingsten 1952 am Südhang des Munt la Schera (vgl. Abb. 23). Die einzelnen Feinerdeknospen waren in Reihen angeordnet, deren Abstand nur wenige Zentimeter betrug. Nahe bei dieser Neubildung befand sich ein sehr schön ausgebildeter Erdstreifenboden: Die Breite der Steinstreifen betrug 5 cm, ihre Mächtigkeit 3 cm. Die Feinerde zeigte die für Kamm-eisauffrierungen charakteristische Krümelstruktur und liess sich leicht vom glatten und feuchten Untergrund abheben. Am folgenden Morgen gelang mir bei beiden Vertretern der direkte Kammeisnachweis. Die ungefähr 5 cm breiten Erdstreifen waren über die Höhe der benachbarten Steinbänder emporgequollen und von einem Gespinst von Eisnadeln durchsetzt.

Teilweise war die gehobene Feinerde von feinen Gesteinssplittern bedeckt, die gegen die seitlich begrenzenden Steinstreifen abrutschten. In diesen zirkulierte Wasser, das aus den benachbarten Schneeflecken stammte.

Ähnliche Beobachtungen über die allmähliche Orientierung von Erdknospen machte ich – ebenfalls an Pfingsten 1952 – im Valbella. Aus diesen vorerst nur undeutlich streifenartig angeordneten Knospen können sich im Laufe der Zeit Feinerde-
streifen bilden, die sich durch ihre dunkle Farbe deutlich von den hellen Gesteinssplittern abheben. Oft trifft man solche kleindimensionierte Streifenböden als sekundäre Gliederung von Girlandenrücken (vgl. Kapitel 5, II A, 4).

An einem Beispiel von deutlicher Steinsonderung am Munt Chavagl betrugen die Abstände der Streifen 3 cm. Das Erdmaterial war deutlich durch Auffrierungen aufgewölbt und gekrümelt. Es war lehmig-feucht und steinarm. Hob man das Trümmermaterial der Steinstreifen heraus, so wurden ausgeprägte, 2 cm breite, flache Rinnen sichtbar, die streng parallel verliefen. Der Untergrund des ganzen Bodens war relativ arm an Gesteinstrümmern.

Bei Begehungen der Alp Murtèr gegen das Val Cluozza hin, im Val Tantermozza und im Val Müschauns traf ich verschiedene Entwicklungsstadien von Erdstreifen (vgl. Abb. 23–25). Sie sind im Nationalparkgebiet zwischen Schnee- und Waldgrenze weit verbreitet. Im Sommer ordnet man diese Vertreter der Streifenböden bei flüchtigem Hinsehen leicht den Steinstreifen s. str. zu, weil die Erdaufwölbungen die Steinpartien nicht überragen infolge Denudation und Volumenverminderung durch fehlende Frosthebung.

2. Interpretation

Auf die Entstehung der primär regellos auftretenden Erdknospen wurde schon bei der Behandlung der polygonalen Strukturbodenformen eingetreten (vgl. Kapitel 3, V B). Es stellt sich jetzt die Frage nach der Kraft, welche die Erdbeulen in die Falllinie einordnet.

Für Orientierung der Kammeisbüschel in gerade Linien kann Wind aus einer bestimmten Richtung verantwortlich gemacht werden (vgl. TROLL Lit. 46, S. 585, Abbildungen 13, 14 und Abb. 27). Für die strikte Bevorzugung der Richtung der Falllinie scheinen mir andere Kräfte verantwortlich zu sein. Die häufige Vergesellschaftung dieser Streifenform mit Formen der Hangsolifluktion scheint mir auf Beeinflussung durch die Schwerkraft hinzuweisen.

Den Ursprungsort der Gesteinstrümmer in den Streifen suche ich nicht im durchwegs gesteinsarmen Untergrund. Die dort vorhandenen Trümmer weisen meistens kleinere Dimensionen auf als die oberflächlichen. Der grösste Teil ist durch die Frosthebung der Feinerdeknospen aus der primär zusammenhängenden Schuttdecke zu Streifen zusammengestossen worden, die gegenüber den aufgewölbten Erdpartien mit der Zeit als eingetiefte, seichte Rinnen erscheinen. Da in diesen Schmelzwasser talwärts fliesst, wirkt dessen Auswaschung bei ihrer Ausbildung mit.

Dieser Typus von Streifenboden entspricht genetisch auf der Ebene den im Kapitel 3, V B beschriebenen Steinringen. Man kann von homologen Formen sprechen.

Diese Streifenbodenform scheint mir mit der von MOHAUPT (Lit. 32) aus den Alpen beschriebenen übereinzustimmen. Ein Phänomen, das der erwähnte Autor beschreibt: Das stromlinienartige Ausweichen der Erdstreifen um grössere Steine oder Vegetationspolster, konnte ich allerdings nicht oder nur sehr schwach angedeutet beobachten.

Bei den beschriebenen Erdstreifen findet man eine ganze Reihe von Entwicklungsstadien (vgl. Abb. 23–25): Formen mit unregelmässig angeordneten Feinerdeknospen stehen am Anfang der Entwicklung, klare Formen mit grosser Parallelität der Streifen, Konstanz der Ausmasse und geringem Tiefgang schliessen die Entwicklungsreihe ab. Die jungen Entwicklungsstadien (Abb. 23) findet man sehr häufig am oberen Ende der Streifen.

C. Steinstreifen

Der Grossteil der gefundenen Mikroformen lässt sich irgend einem Entwicklungsstadium der eben beschriebenen Erdstreifen zuordnen. Daneben fand ich aber Streifenböden, deren Entstehung anderer Art ist.

1. Steinstreifen mit Anklängen an Steinnetzwerk

(Nach POSER die erste Art, siehe weiter oben.)

Am Nordhang des Munt la Schera fand ich eine Steinstreifenform, bei der die Breite der Erdstreifen bedeutend grösser war als diejenige der Steinstreifen: 10 cm bzw. 2 cm, während bei den oben beschriebenen Erdstreifen das Verhältnis der Breiten ungefähr 1:1 ist. Im grossen Ganzen verliefen diese Steinstreifen parallel der Falllinie des um 5° geneigten Hanges. Die Länge der einzelnen Streifen betrug 1 m.

Das Feinerdematerial war stellenweise von groben Gesteinstrümmern übersät und zeigte eine geringe Aufwölbung rechtwinklig zur Richtung der Falllinie. Ein Profil

Eindruck eines stark auseinandergezogenen Sechseckes hatte (vgl. Abb. 26). Manchmal reichten diese Querseiten nicht von einem Streifen zum andern, oder dann waren sie in der Mitte unterbrochen.

Die Rinnen der Streifen waren flach U-förmig. An der erwähnten Stelle konnten an ihrem Grunde keine Risse festgestellt werden. Die Steinpackung bestand aus kleinen, regellos gelagerten Trümmern, die bedeutend feiner waren als die über die Erdstreifen zerstreuten.

Andere Beispiele dieser Art traf ich als sekundäre Gliederung von Girlandentrümmern, allerdings mit geringeren Dimensionen. Die Rinnen der Streifen setzten sich in vertikale Risse fort, wobei die Tiefe der Rillen vom obern gegen das untere Ende der Streifen zunahm.

POSER (Lit. 35) weist speziell auf die Vergesellschaftung mit Steinnetzen und Steinringen hin. Diese Beobachtung konnte ich auch im Nationalpark machen.

KINZL (Lit. 25) beschreibt solche Formen von ebenem Gelände und lehnt – entgegen der Meinung anderer Forscher – den Einfluss einer wachsenden Hangkomponente der Schwerkraft auf morphogenetisch polygonale Formen ab. Er glaubt nicht an eine Metamorphose der Formen mit zunehmendem Gehängewinkel und führt dagegen eigene Beobachtungen an: Streifenboden auf fast ebenem Gelände, der nicht die Stelle der Steinringe vertritt, sondern mit diesen vergesellschaftet vorkommt. Somit vertritt dieser Forscher eine andere Meinung als POSER, dessen Auffassung folgende ist: An höheren, ebenen Stellen Steinnetzwerk oder Steinringe, bei beginnender Neigung sind diese Formen hangabwärts zu langen Steinellipsen verzerrt, und schliesslich am Hange selbst Streifenboden.

Ich stellte verschiedentlich Uebergänge zwischen polygonalen Strukturformen auf ebenem Gelände und streifenartigen Formen am Hang fest: Bei beginnender Gehängeneigung in der Richtung der Fallinie ausgezogene Polygone (vgl. 3, IV, A 3 und Fig. 1 B). Auch bei diesen traf ich beide von den Polygonen her bekannten Fälle: Solche ohne und vor allem mit schmalen Spalten unter der Steinfüllung (vgl. das Beispiel von Murtèr).

Da ich Streifenböden durchwegs auf – wenn auch stellenweise schwach – geneigten Flächen fand und gestützt auf die oben erwähnten Übergangsformen, glaube ich, der Hangkomponente der Schwerkraft wesentliche Bedeutung für die Genese dieser Streifenart zumessen zu müssen.

Die bei den Streifenformen angetroffenen Vertikalrisse deute ich auch in diesen Fällen als Trockenrisse. Das Experiment (vgl. S. 237) zeigt, dass Hangneigung unregelmässige polygonale Trockenrissnetze in Riss-Streifen verwandelt mit gelegentlichen, nicht immer deutlich sichtbaren Querrissen. Die erste Beobachtung dieser Art machte ich an einem Auswurfhügel von Grabarbeiten an der Ofenpasstrasse nahe beim Wegerhaus. Dieser Haufen wurde im Sommer 1951 aufgeschüttet. Nach einem Jahr zeigten sich auf diesem parallel der Fallinie verlaufende Risse, von denen seitliche Ausläufer in gewundenem Lauf, meist nach unten gerichtet, ausgingen. Nach dieser Beobachtung begann ich mit Laboratoriumsversuchen auf ebenen und verschieden stark geneigten Flächen (vgl. S. 237). Als Resultat dieser Versuche lässt sich festhalten: Trockenrisse auf geneigten Flächen bevorzugen die Fallinie. Ihr Verlauf ist oft stark gekrümmt. Querrisse können gelegentlich von einem Längsriss zum andern führen, oder dann kann man mehr oder weniger gut aus ihnen ein unregelmässiges, verzerrtes Netzwerk rekonstruieren.

Ich homologisiere diese Streifenart mit dem Steinnetzboden (vgl. 3 II, B) und unterscheide 2 Fälle:

- a) Vom Textur- zum Strukturboden (vgl. Kapitel 3, II): Bildung verschieden stark deformierter Trockenrisspolygone und Einlagerung von Steinchen (vgl. Abb. 32).

ergab oben eine eher sandige, graubraune Schicht, darunter eine dunkelbraune, beide Schichten waren relativ gesteinsarm. Betrachtete man die „Erdstreifen“ in ihrer Längsrichtung genauer, so konnte man feststellen, dass sie stellenweise von Steinstreifen unterbrochen waren, die sich in nichts von den längsverlaufenden Begrenzungen unterschieden. Der Verlauf dieser Querstreifen war meistens schief zur Falllinie, hie und da in der Mitte der Erdstreifen hangabwärts geknickt, so dass man den

b) Vor allem auf Girlandenrücken (Solifluktionszungen) Deformierung von ausgebildeten Steinnetzen.

2. Steinstreifen aus Regenracheln und feinen Schmelzwasserrinnen

Die Rinnen entstehen durch Abfliessen von Schmelzwasser. In diese hinein fallen Steine, bis schliesslich zwischen den Rinnen ein geröllfreier Streifen übrig bleibt (ULE, Lit. 50a). Im Unterschied zu den oben beschriebenen Steinstreifen sind die Rinnen nicht durch Risse vorgezeichnet.

Die Streifen weisen einen sehr unregelmässigen, gewundenen Verlauf auf. Gelegentlich trifft man an ihrem untern Ende kleine Akkumulationsfächer. Solche Streifenarten fand ich rund um den Munt la Schera.

Im Gegensatz zu den Erdstreifen sind ihre Ausmasse nicht konstant, und die Parallelität der Streifen ist nicht so weitgehend entwickelt.

Zu dieser Form findet man oft junge genetische Stadien: Die sich bildenden Furchen sind frei von Steinchen; zwischen ihnen liegen Gesteinstrümmer lose auf der erdigen Oberfläche.

In diesem Zusammenhang sei auf die Möglichkeit kombinierter Wirkung von Kammeis und abfliessendem Schmelz- und Regenwasser aufmerksam gemacht. Bei den Erdstreifen erwähnte ich das Problem der Einordnung der Kammeiserdknospen in die Fallinie. Ich erachte es auf Grund meiner Beobachtungen als wahrscheinlich, dass sekundär das Kammeis bei vielen dieser Steinstreifen die Feinarbeit leistet, indem es Steinchen in die Schmelzwasserrinnen transportiert.

III. Vegetationsstreifen

Am Weg von der Ofenpasstrasse nach Alp Murtèr fand ich auf 2500 m an einem nordexponierten Hang (Koord. 806.500 171.150) Vegetationsstreifen (Abb. 28). Die gleiche Bodenmusterung kann auch im Val Tantermozza beobachtet werden. Es handelt sich bei dieser Musterung um Vegetationsbänder, die nach der Fallinie orientiert sind. Zwischen ihnen ist der Boden vegetationslos. Die Streifen verlaufen im grossen Ganzen parallel zueinander, gegen unten verlieren sie sich in der Schuttbedeckung des Abhangs.

Einzelne Streifen vereinigen sich unter Bildung spitzer Winkel, bei andern konvergieren die talseitigen Enden. Hauptsächlich deshalb führe ich diese Form auf Solifluktionsvorgänge zurück: Durch Zerstörung der Stirnregion alter Erdflusssungen blieben nur noch deren vegetationsbedeckte Ränder erhalten. Auf diesen entwickelt sich die Vegetation weiter, während seitlich daneben die Erosion ungehemmt wirken kann.

Vegetationsstreifen von 30 bis 60 m Länge entwickeln sich auch bei Kuchenböden, wenn diese ins Fliessen kommen, allerdings weisen diese oft Kommissuren auf (vgl. Abb. 51).

IV. Ergebnisse

Ordnet man die Streifenböden nach dem die Streifung bedingenden Material, so lassen sie sich analog den Polygonböden in zwei Gruppen gliedern: 1. Die Strukturböden, zu denen ich die Erd- und Streifen zähle. Das Streifenmuster entsteht durch Scheidung der erdigen und steinigen Bodenbestandteile. Diese Gruppe umfasst die grosse Mehrzahl der Streifenböden; es sind dies die „Streifen“ s. l. In der anderen Gruppe finden wir Vegetationsstreifen und windgestreifte Auffrierböden.

Die systematische Gliederung der Streifen s. l. richtet sich nach genetischen Gesichtspunkten, wobei die Nomenklatur auf diese bezogen ist. So unterscheide ich Erdstreifen, Streifen mit Anklängen an Steinnetzwerk und Streifen aus Schmelzwasserrinnen.

Die Untersuchung an einzelnen Vertretern von streifengemusterten Bodenformen haben gezeigt, dass nicht alle ursächlich gleich bedingt sind. Prinzipiell sind an ihrer Genese dieselben Kräfte beteiligt, wie bei den netz- und ringförmig gemusterten Strukturböden. Unterziehe ich diese beiden Gruppen der Strukturböden einer vergleichenden Betrachtung, so ergeben sich folgende genetische Zusammenhänge, die für den Grossteil der von mir gefundenen Formen gelten:

Ursache	Kammeis und -solifluktion	Textur- —→ Strukturboden	Zusammenwachsende Steinringe
Ebene	Steinringe	mit Vertikalrissen	ohne Vertikalrisse
		Steinnetze	
Hangsolifluktion	↓	↓	↓
Hang	Erdstreifen	Streifen	Erdstreifen

Nach meinen Beobachtungen zu schliessen, bilden sich die Streifenböden nur auf geneigten Flächen, wobei schon sehr kleine Gehängewinkel für ihre Ausbildung genügen (weniger als 10°). Eine Ausnahme davon machen die windgestreiften Auffrierböden.

Der Einfluss der Hang(Makro-)solifluktion auf die Strukturformen wurde an Übergangsformen gezeigt: In Übergangszonen von horizontalen zu geneigten Flächen findet man verschieden stark deformierte Zwischenformen. – Zu den formschaffenden Kräften von Strukturbodenformen der horizontalen Flächen tritt auf Gehängen die Hangsolifluktion. Von untergeordneter Bedeutung ist ferner rinnenhafte Ausspülung von Rissen und Rinnenbildung durch Regen- und Schmelzwasser. Die Strukturbodenformen entstehen durch das Zusammenwirken verschiedener Kräfte. Die Vielfalt der Formen einer Art ist das Resultat zeitlich und quantitativ verschiedener Wirkung dieser Kräftegruppen.

5. Formen der Makrosolifluktion

I. Über des Wesen der Solifluktion

BRAUN (Lit. 8) weist darauf hin, dass Abwärtsbewegungen der obersten Bodenschichten im Bereich des mitteleuropäischen Klimas eine ganz allgemeine Erscheinung seien im Flachland, im Mittelgebirge und in den unteren Zonen des Hochgebirges. Infolge des Vegetationsschutzes aber kommt es an diesen Stellen nur verhältnismässig selten zu direkt sichtbaren starken Verschiebungen. Die Bedeutung der Pflanzendecke kommt auch in der Arbeit von SPETHMANN (Lit. 41) zum Ausdruck, indem diesem Überzug der Zusammenhalt der einzelnen erdigen Partikel zugeschrieben wird. Das Gekriech überwindet diesen Widerstand, indem nicht die einzelnen Partikel wandern, sondern grössere Klumpen, die durch Pflanzenwurzeln verbunden sind.

Die echten Bodenflussscheinungen der periglazialen Region sind nach KREBS (Lit. 27) an plattigen, ungleich grossen Schutt der Frostverwitterung gebunden und an ein Zurücktreten einer eigentlichen Verwitterungskrume. Bei Durchfeuchtung vor allem durch schmelzenden Schnee soll die Bewegung am grössten sein. Die Bedeutung des Schnees kommt in Arbeiten von ULE (Lit. 49) und TARNUZZER (Lit. 45) ebenfalls zum Ausdruck. Ersterer – auf G. ANDERSSON hinweisend – umreisst das Wesen der Solifluktion wie folgt: Erdfluss oder Solifluktion ist das langsame Fliesen einer aus Steinen, Schutt und Schlamm zusammengesetzten Masse. Nach diesem Autor sollen sich am oberen Rand eines Schlammstromes stets Spuren grösserer Schneewehen befinden, die den weiter unten liegenden Schutt während ihres Auftauens gründlich durchtränken. Nach und nach soll sich dieser so mit Wasser vermischt haben, dass er, zu Brei geworden, langsam den Abhang hinuntergleitet. TARNUZZER stellt am oberen Ende der durch Erdfluss entstandenen Geröll- und Erdstreifen stets Spuren einer grösseren Schneewehe fest, die während ihres Auftauens im gleichen Sinn wie bei ULE wirken. Der Bewegungsbetrag ist abhängig von Böschungswinkel, Feuchtigkeit und Art und Mächtigkeit der Vegetation. Wesentlich scheint mir die Feststellung TARNUZZERS, dass bei allen diesen Oberflächenbildungen keine Bewegung im Untergrund im Spiele ist.

Auf die begriffliche Auseinanderhaltung bei SALOMON (Lit. 37) von Solifluktion und Gekriech unter dem Sammelbegriff Bodenfließen wurde in der Einführung zum I. Teil (vgl. 3 I B) hingewiesen.

TROLL (Lit. 46) unterscheidet zwischen Hang-(Makro-)Solifluktion, die durch die Schwerkraft in eine bestimmte Richtung gezwungen wird und flächenhaft wirkt, und Mikrosolifluktion für das Bodenfließen innerhalb der einzelnen Frostbodenformen und stellt der Jahreszeiteinsolifluktion der höhern Breiten die tageszeitlich und kurzperiodisch wirkende Kammeinsolifluktion gegenüber. Beide können sich in den Gebirgen mittlerer Breite durchdringen.

Ich lehne mich an die bei ULE gegebene Definition an und differenziere wie TROLL.

POSER (Lit. 35) äussert sich zur Bedeutung von dichtem Felsgrund als Ersatz für den Dauerfrostboden, ein Problem, das in Zusammenhang mit Arbeiten über Solifluktion in den Alpen sehr aktuell ist. Er präzisiert das Problem, indem er die Frage stellt: Ist in dauerfrostfreien Gebieten neben den klimatischen und anderen Bedingungen auch das Vorhandensein eines festen, wasserundurchlässigen Felsuntergrundes dicht unter der Oberfläche eine Vorbedingung für die Entwicklung von Strukturböden? Diese Frage ergibt sich einmal aus der Beobachtung, dass Strukturböden in wasserundurchlässigem Boden dauerfrostfreier Gebiete im allgemeinen zu fehlen scheint, und aus der weitem Beobachtung, dass oft unter einer nur wenige Dezimeter mächtigen

gen Schicht strukturierten Lockermaterials dichter, wasserundurchlässiger Felsboden ansteht (gilt teilweise für die Alpen).

Der Dauerfrostboden hat eine doppelte Wirkung:

1. staut er das Schmelzwasser des Auftaubodens,
2. kühlt er die unteren Partien des Letzteren ab.

Die zweite Wirkung führt dazu, dass das Gefrieren des Auftaubodens im Herbst nicht allein von seiner Oberfläche her erfolgt, sondern auch von seiner Unterfläche her. Die eine Funktion des Dauerfrostbodens vermag ein undurchlässiger Felsgrund in dauerfrostfreien Gebieten bekannterweise zu übernehmen, nämlich die eines Wasserstauers, während ihm die abkühlende Wirkung fehlt. Dafür aber macht er sich als besonders festes Widerlager geltend. Wenn die dünne und durchfeuchtete Lockerschicht über ihm gefriert, wird die Expansion nach oben gerichtet. Somit ist der Felsgrund für die Frosthebung und das Auffrieren der Steine von Bedeutung. Gleich andern Autoren (POSER zitiert NANSEN 1922 und MEINRADUS 1930) kommt er damit zum Schluss, dass undurchlässiger Felsgrund sehr dicht unter der Oberfläche einen Dauerfrostboden weitgehend zu ersetzen vermag, und es scheint nach den vorliegenden Beobachtungen nicht ganz ausgeschlossen, dass in den dauerfrostfreien Gebieten das Vorhandensein derartigen Felsgrundes mit eine Bedingung für die Strukturbodenbildung darstellen kann.

Nach HÖGBOM (Lit. 22) ist rauhes Klima wesentliche Voraussetzung. Während viele Forscher die Plastizität des Bodens nur durch Wassereinträngung erklären, weist er auf die Bedeutung der Regelationsvorgänge – und in Dauerfrostgebieten der Tjäle – hin. Frostwirkung ist nach ihm die erste Voraussetzung für Bodenbewegungen; in der Tjäle sieht er die Gleitbahn. Zur Frage POSERS zurückkommend, glaube ich im Folgenden zeigen zu können, dass in bestimmten Fällen Fels diese Funktion der Tjäle übernimmt. – HÖGBOM tritt auch auf die Vegetation ein und weist ihr verzögernde Wirkung zu. Er vertritt die Auffassung, dass an der sehr grossen Verbreitung der sterilen Böden auf den niedrigeren Niveaus der Regio alpina, wo sonst die Vegetation zu kräftiger Entwicklung gelangen kann, in erster Linie die Solifluktion schuld ist.

Die Unterscheidung Regelationsfliesserde und Erdfliessen durch Wasserdurchträngung kommt bei B. HÖGBOMS Arbeit über die geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen (Lit. 21) gut zum Ausdruck. Er macht darauf aufmerksam, dass neben dem Wassergehalt auch Regelationsprozesse eine wesentliche Rolle mitspielen können.

Endlich sei SAPPERS Arbeit (Lit. 39) „Erdfliessen und Strukturböden in polaren und subpolaren Gebieten“ angeführt. Er weist auf Anpassungserscheinungen der Vegetation in Zusammenhang mit Fliesserdebildungen in der Arktis wie im Hochgebirge hin.

II. Girlandenböden

A. Beschreibung der Girlanden

1. Das äussere Bild

Grosse Flächen oberhalb der Waldgrenze an den Hängen im Val del Botsch und am Munt la Schera, im Val Tantermozza und im Gebiet von Piz Terza und Piz Murtèr fielen mir durch eigentümlich gewundene Vegetationsbänder auf, die von weitem gesehen senkrecht zu den Fallinien die Hänge zieren. Es handelt sich dabei um Girlanden, die aus der Nähe betrachtet treppenartig übereinander angeordnete Erdfliess-

zungen sind. Ihre Ausmasse in Länge und Breite betragen durchschnittlich 1 bis 2 m. Profile längs Falllinien lassen die Girlanden als kleine Terrassen erscheinen. Es ist auffallend, dass gerade der steile, talseitige Rand von einer dichten Vegetationsdecke überzogen ist, während der Girlandenrücken in den meisten Fällen nur einige Polsterpflanzeninseln aufweist. Bei einer genaueren Untersuchung des Pflanzenbestandes zeigen sich deutliche Unterschiede zwischen demjenigen auf dem flachen Girlandenrücken und demjenigen am steilen Rand. Für den letzteren scheinen drei Pflanzen „leitend“ zu sein (vgl. Fig. 2):

Niedriger Schwingel (*Festuca pumila* Chaix)

Schnee-Heide (*Erica carnea* L.)

Netz-Weide (*Salix reticulata* L.)

Sehr häufig fanden sich daneben noch:

Silberwurz (*Dryas octopetala* L.)

Herzblättrige Kugelblume (*Globularia cordifolia* L.)

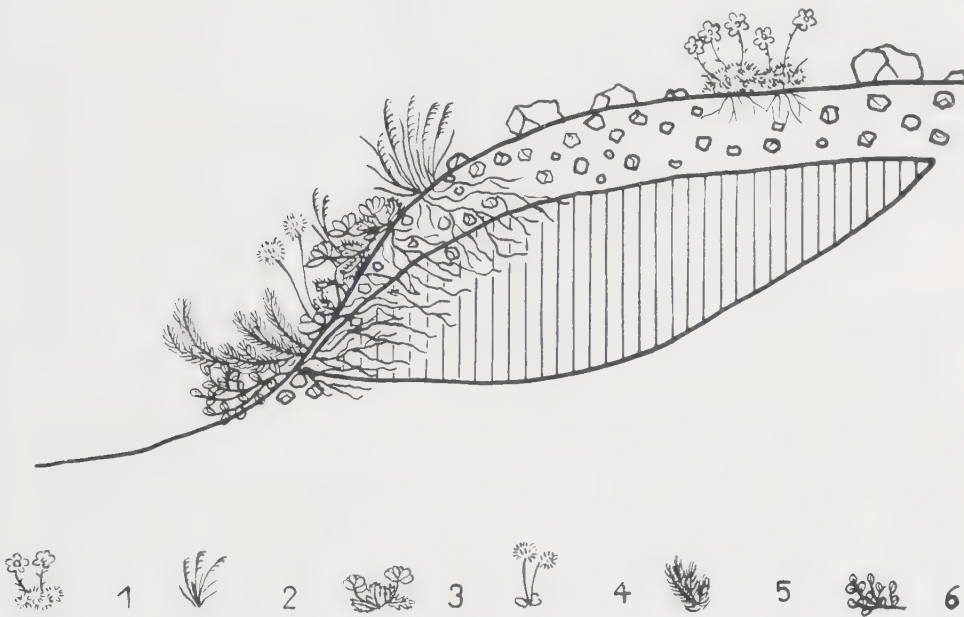


Fig. 2. Profil durch eine Girlande. Schraffur = Vegetationslinse, grobe Punktierung = Übergusskegel mit feinen Gesteinstrümmern. 1 = *Saxifraga caesia*, 2 = *Festuca pumila*, 3 = *Dryas octopetala*, 4 = *Globularia cordifolia*, 5 = *Erica carnea*, 6 = *Salix reticulata*.

TROLL (Lit. 46) bemerkt auf Seite 658 seiner grossen Arbeit, dass die Bewachsung schon in dem Falle, wo Flächen und Wülste noch gleichmässig mit Rasen überzogen seien, verschieden sei: *Curruletum* auf den Flächen, *Salicetum herbaceae* auf den Wülsten. Viel stärker aber ist nach dem gleichen Autor der Unterschied, wenn die Terrassenflächen Auffriererscheinungen zeigen, oder aber, wenn eine scharfe Sonderung von

Steinschutt und rasenbedeckten Erdwülsten entsteht. Der letztere Fall wird von ihm als typisch für die Girlandenböden der Kalkalpen bezeichnet.

Andere als die aufgeführten Pflanzen traten mit geringerer Konstanz auf und schienen einer späteren Stufe der Bewachsung anzugehören:

Scheuchzers Glockenblume (*Campanula Scheuchzeri* Vill.)

Echtes Katzenpfötchen (*Antennaria dioecia* Gärtn.)

Clusius' Enzian (*Gentiana Clusii* Perr. und Song.)

Feld-Thymian (*Thymus Serpyllum* L.)

Stengelloses Leimkraut (*Silene acaulis* Jacq.)

Edelweiss (*Leontopodium alpinum* Cass.)

Alpen-Sonnenröschen (*Helianthemum alpestre* Dc.)

Glattes Brillenschötchen (*Biscutella levigata* L.)

Alpen-Aster (*Aster alpinus* L.)

Auf den Girlandenrücken selber herrschte der bläuliche Steinbrech (*Saxifraga caesia* L.) vor; hie und da traf man auch einige Silberwurznetze oder Stöcke der kleinen Steinglockenblume (*Campanula cochleariifolia* Lam.).

Betrachtet man die randlichen Vegetationspartien, so scheinen die Sprosse immer wieder hangabwärts gedrückt. Sie schmiegen sich mit ihren untersten Partien zuerst talwärts dem Abhang an, um sich erst nachher aufzurichten (vgl. Fig. 2). Stellenweise sah man deutlich, wie der ständig nachrutschende Schutt die obersten Grasbüschel unter sich zu begraben suchte.

MOHAUPT (Lit. 32) stellte im Fotschertal solche Vegetationsstreifen fest, die nach unten überkippt waren, deren Sprosse zuerst abwärts wuchsen, um dann wieder nach oben durchzubrechen oder abzusterben.

JENNY (Lit. 24) fotografierte offene terrassierte Blaugras-Horstseggenbestände auf geneigter Kalkoberfläche. Er glaubt die Entstehung der Treppenabsätze auf die Bildung der Blaugras- und Horstseggenstöcke zurückführen zu können, die manchmal fast überrollt werden durch den nachströmenden Schutt.

Soweit ich die Vegetationsverhältnisse beobachten konnte, glaube ich annehmen zu dürfen, dass *Festuca pumila* Chaix mit seinen Stöcken und *Dryas octopetala* L. die primären der aufgezählten Pflanzen dieser Terrassenränder waren, die in einem spätern Stadium, wenn der Schutt genügend lange ruhig blieb, von andern Pflanzen fast ganz verdrängt wurden. Letztere siedelten sich zwischen dem Netzwerk der Äste von *Dryas* an, wo sich im Laufe der Zeit Humus und Feinerde angesammelt hatte. Ein Beweis für die Pionierstellung von *Festuca* und *Dryas* scheint mir in der Tatsache zu liegen, dass sie vor allem an der Oberkante der Girlandenstufe vorkommen, also dort, wo die Sprosse immer wieder von neuem mit Schutt überspült werden, während beide Arten am untern Terrassenrand durch andere Pflanzen verdrängt sind.

Es wäre nun noch die Frage zu behandeln, ob der terrassierten Fläche mit der heutigen Vegetationsverteilung ein Abhang mit intakter Pflanzendecke vorausging oder eine vegetationslose Schutthalde, die erst nachträglich streifenartig durch Pflanzen besiedelt wurde. Ich glaube, ersteres annehmen zu dürfen, und zwar auf Grund meiner Profile, die in den folgenden Abschnitten besprochen werden.

Der Girlandenrücken ist talwärts konvex, zungenförmig ausgebildet. Gegen oben ist er durch die Ränder der nächsthöher gelegenen Girlanden begrenzt (vgl. Abb. 29).

Die Girlanden besitzen eine gemeinsame charakteristische Form, so dass man von einem morphologischen Typ sprechen kann. Der einzelne Vertreter aber weist indi-

viduelle Prägungen in den Dimensionen, der Ausbildung der Zungenform, der Form des Girlandenrückens und weiterer Merkmale auf, so dass durch die Girlanden die Erdoberfläche nicht in regelmässige geometrische Figuren gegliedert wird.

2. Ausbildung der Oberflächenform im Längsschnitt (Fallinie) betrachtet

Nach diesem Gesichtspunkt lassen sich die Girlanden in 3 Untertypen gliedern:

- a) Der Girlandenrücken ist horizontal und eben ausgebildet. Die Terrassenkante ist markant, Girlandenrücken und Terrassenhangfläche bilden je nach Vertreter Winkel von 90° bis 120° . Dieser Typus ist deutlich einer Treppe vergleichbar.
- b) Der Girlandenrücken ist talwärts schwach geneigt, der Übergang zur Terrassenhangfläche gerundet. Der durch die Tangentialebenen an beide gebildete Winkel variiert in der Regel von 140° bis 160° . Zu diesem Typus gehört die untere Girlande von Profil Fig. 4.
- c) Der Übergang vom Girlandenrücken zur Terrassenhangfläche ist nur noch durch die Vegetation bei Homologisierung mit Typ a und b erkennbar. Der Längsschnitt in der Fallinie stellt eine einheitlich gewölbte Fläche dar. Wenn auch der Querschnitt gewölbt ist, kann dieser Typ mit dem vorderen Teil eines verkehrt gehaltenen, flachen Löffels verglichen werden (vgl. Profil Fig. 4 obere Girlande).

Der Rücken von Girlanden des Typus a neigt zu langsamer Überwachsung von der randlichen Vegetationszone her. Zuerst überziehen die Netzwerke von *Dryas* und *Globularia cordifolia* L. die Fläche, später gesellen sich andere Pflanzen, auch Gramineen, dazu.

3. Ausbildung der Oberflächenform von oben betrachtet

Die 3 hauptsächlichsten Fälle lassen sich folgendermassen umschreiben (vgl. Fig. 3):

- a) Talwärts konvex gebogene Zungenform — selten lang und schmal mit parallelen Seitenrändern — die eher breit als lang ist (morphologische Länge in der Fallinie gemessen). Die Vegetationsränder hängen mit denjenigen ihrer seitlichen, tiefer und höher gelegenen Nachbarn zusammen.

Die talseitige Begrenzung des Girlandenrückens ist bei gleichmässig geneigter Unterlage in den meisten Fällen ein symmetrischer Bogen. Unregelmässig ist meistens die hintere Begrenzung durch die nächst höher gelegenen Terrassenhänge: Zwei obere Zungen fliessen so auf den Girlandenrücken, dass dieser nach oben in ein gleichschenkliges Dreieck ausmündet. Die am meisten talwärts gelegene Vegetation der Zungenspitze hat Kontakt mit der seitlichen Vegetationsberandung der tiefern Zunge.

Die oberen Zungen liegen oft in Bezug auf die untern asymmetrisch, sie wechseln ihre gegenseitige Lage beliebig. Durch dieses Ineinandergreifen von höher und tiefer gelegenen Zungen entstehen sehr unregelmässig gemusterte Girlandenböden.

- b) Die seitlichen Vegetationsränder von Girlandenstirnen ziehen über längere Strecken nicht zu den höher gelegenen Zungen hinauf. Ein vegetationsbedeckter und durch flache Bogen mehr oder weniger stark gegliederter Terrassenrand grenzt dadurch einen Girlandenrücken ab, dessen morphologische Breite ein Vielfaches seiner Länge misst. Diese Girlanden gleichen horizontalen Fusswegen (vgl. Abb. 30).

Diese Ausbildung der talseitigen Begrenzung lässt auf Entstehung durch seitliche Verschmelzung mehrerer Girlanden schliessen.

Solche „Wege“ können sich in der Höhe wiederholen, oder dann ist ihre Bergseite durch eine ganze Anzahl von unter a beschriebenen Girlanden begrenzt. Gelegentlich stösst auch vom „Wegrand“ eine einzelne Girlandenstirn talwärts weiter vor.

- c) Ist das Gehänge stark geneigt, so verlieren die Girlanden den Zusammenhang untereinander. Die grünen Vegetationsbänder reichen nach rückwärts nicht mehr zu den oberen Girlandenstirnen. Auch die seitliche Verbindung wird stellenweise aufgegeben. Es resultiert dadurch ein sehr unregelmässiges Bodenmuster, ferner auch, weil sie ihre bilaterale Symmetrie verlieren.

Alle diese Formen können räumlich nahe beisammen oder in Zwischenformen, die Übergänge darstellen, auftreten. So ist es verständlich, dass die Girlandenböden ein Nebeneinander von zahlreichen Formen aufweisen.

Typus b kann stellenweise auch auf die unter c geschilderte Form zurückgeführt werden. Allerdings ist zu betonen, dass ich erstern auch auf sehr schwach geneigten Hängen antraf.



Fig. 3. Oberflächenansicht verschiedener Girlandentypen.

- a) Morphologische Breite grösser als Länge, die Vegetationsränder der untern Stufe stehen in Zusammenhang mit der oberen.
- b) Morphologische Länge kleiner als Breite, die Verbindungen der Vegetationsränder von Stufe zu Stufe sind unterbrochen.
- c) Girlanden mit zerrissenen Vegetationsrändern.
- d) Girlanden mit sekundär ausgebrochener Zunge und frischem Schuttausbruch (vgl. Abb. 32).

4. Sekundäre Gliederung des Girlandenrückens

Die mehr oder weniger geneigte Fläche des Girlandenrückens ist in vielen Fällen nicht mit einer einheitlichen Schuttspreu bedeckt, sondern der Boden erscheint auf mannigfache Art gemustert. Es kehren Formen wieder, die an anderen Stellen dieser Arbeit beschrieben sind. In der folgenden Gliederung dieser Oberflächentypen wird jeweils nur ein typisches Beispiel besprochen.

a) Netzböden (vgl. Kapitel 3, II)

Es lassen sich auch hier zwei Typen unterscheiden: Texturböden in homogenem, feinem Material und Strukturböden mit deutlicher Sonderung in steinreiche und steinarme Partien (vgl. Abb. 32).

aa) Texturböden

Diesen Typus traf ich auf den vegetationslosen Oberflächen von Girlandenrücken an der Wegabzweigung Munt la Schera–Fop da Buffalora (Koordination: 812.450/169.050). Ein Netz von Spalten teilte das homogene, erdig-krümelige Material in unregelmässige Polygone. Die Breite der Spalten betrug ca. 1 mm, deren Tiefe 5 mm. Die Erdoberfläche zeigte nicht die für Auffrierungserscheinungen typische Krümelstruktur, sondern war zusammengebacken. Die Erdziegel, von den Spaltensystemen umgrenzt, und die bis zu 2 cm Mächtigkeit aufweisen konnten, liessen sich entlang einer glatten Fläche leicht abheben. Wo diese Formen oberflächlich mit einer Spreu von kleinen eckigen Gesteinstrümmern bedeckt waren, durfte doch nie von einer Materialsortierung — etwa im Sinne von Steinrahmen — gesprochen werden. Vielmehr lagen diese Steinchen unregelmässig verstreut herum und waren oberflächlich hergeschwemmt worden. Das Profil zeigte bis in Spatentiefe keine nennenswerte Ansammlung von Steinen, ein Beweis dafür, dass sie nicht aus der Tiefe stammen können.

bb) Strukturböden

Diese Texturböden können in Strukturböden übergehen, sobald die Gesteinspreu nicht mehr unregelmässig über die ganze Oberfläche verteilt ist, sondern sich vor allem auf Spalten beschränkt. Solche Miniaturformen von Strukturböden wurden zwar häufiger auf Schuttstromoberflächen (vgl. 5, III) angetroffen, stellenweise aber auch auf Girlanden, so beispielsweise am Südhang des Munt la Schera oder im Val Tantermozza. Das erdige Zentrum von unregelmässig polygonaler bis runder Form hat einen Durchmesser von nur wenigen Zentimetern. Die Erde weist oft die für Auffrierböden typische Krümelung auf. In den Steinrahmen liegen kleinere Trümmer; eine durchgehende Kantenstellung konnte nicht festgestellt werden. Bei Ausheben eines Profils zeigte sich, dass es sich um schwebende Steinrahmen handelt.

b) Streifenböden

Häufiger als Steinnetzwerk traf ich Miniatursteinstreifen als Musterung der Girlandenrücken. Sehr schöne Beispiele dafür fand ich im Talhintergrund des Val Tantermozza, in einer Höhe von 2500–2600 m. Die Girlandenrücken waren hier dicht mit groben Gesteinstrümmern aus hellem Kalk bedeckt, von denen sich die dunklen Erdstreifen deutlich abhoben (vgl. Abb. 33). Diese Streifen verliefen parallel der Falllinie.

Ein anderes Beispiel fand ich auf der Nordseite des Munt la Schera-Gipfels. Die Erd- und Steinstreifen waren je etwa 5 cm breit, was eine sehr regelmässige Musterung ergab. Die Steinstreifen reichten bis in eine Tiefe von 3 cm; die Umrisse ihres Profils waren U-förmig. Die in den Rillen liegenden, kantigen Trümmer hatten Durchmesser bis zu 2 cm und waren lose und unregelmässig aufgeschichtet. Die Länge dieser Gräben betrug durchschnittlich 40 cm. Hinten auf dem Girlandenrücken schienen sie weniger mächtig als an der Terrassenkante. Die Erde der dunkeln Streifen zeigte eine blasige, krümelige Struktur; die Oberfläche war leicht aufgewölbt. Kleinere Steinchen waren regellos darin verteilt. Das Kammeis scheint hier neben der Schwerkraft am Werk zu sein.

c) Kammeisboden

Nicht immer waren diese Streifen deutlich ausgebildet. Manchmal handelte es sich um kleinere isolierte Erdhäufchen, die in mehr oder weniger unregelmässigen Ab-

ständen die Gesteinsspreu zu durchbrechen schienen. Das blasig-krümelige Material liess sich mühelos von seinem glatten Untergrund abheben. Diesen betrachte ich als die Basis der ehemaligen Kammeisbüschel. Am Munt la Schera, in ca. 2400 m Höhe, konnten solche Auffrierböden auf Girlanden beobachtet werden. Wo der Girlandenrücken talwärts geneigt ist, kommt es leicht zu einer Orientierung der Erdhäufchen in der Fallinie und vielleicht in einem späteren Stadium zu einem Zusammenschluss als Erdstreifen (vgl. 4, II B).

d) Akkumulations- und Erosionsformen von Schmelzwasser

Ein flüchtiger Beobachter könnte den Eindruck bekommen, die Streifenböden seien eine weitverbreitete sekundäre Gliederung der Girlandenrücken. Leider handelt es sich bei der streifenartigen Musterung nicht immer um die unter b beschriebene Form. Am Nordabhang des Munt la Schera wurde an verschiedenen Stellen eine streifenartige Musterung der Girlanden festgestellt, bei der die Erdstreifen selten parallel, sondern stark gewunden verliefen, besonders in der Nähe der untern Terrassenkante. Das Feinerdematerial schien auch nicht aufgewölbt gegenüber der umliegenden Gesteinsspreu. Auffallen musste ferner, dass die Schuttstreifen nicht eine Häufung von Gesteinstrümmern in einer Vertiefung drin zeigten, sondern einfach aus der oberflächlichen Schuttbedeckung bestanden, die durch die Feinerdebänder unterteilt worden war. Folgte man dem Lauf dieser Bänder, die oft Rillen vergleichbar waren, so zeigte sich häufig, dass sie am untern Ende in eine deutliche Akkumulationsform ausliefen, eine Art Miniaturschwemmkegel aus feinem Erdmaterial und Gesteinstrümmern. Die kleineren Formen schienen durch die Vegetationsbedeckung an der Oberkante der Steilstufe aufgehalten, während grössere Schuttkegel die bewachsene Stufe überspült hatten und sich auf dem tiefer liegenden Girlandenrücken ausbreiteten. Es handelt sich hier um Vorstadien von Steinstreifen aus Schmelzwasserrinnen.

e) Das Bild nach der Schneeschmelze

In den ersten Tagen nach der Schneeschmelze bieten die Girlanden ein eigenartiges Bild: Ihr ganzer Rücken ist von stark durchfeuchteter Erde überzogen, die randliche Vegetation talwärts gekämmt und zu Boden gedrückt. Die einzelnen Pflanzen sind untereinander durch feuchte Erde zusammengeklebt. Auf dieser feuchten Erdmasse findet man jetzt ganze Kammeisgärten.

f) Sekundäre Girlanden und tonsurierte Polster

Am Weg von Alp la Schera nach Fop da Buffalora wurde eine grosse Anzahl von Girlandenrücken festgestellt, die mit kleinen und oft unregelmässig geformten Girlanden garniert waren (vgl. Abb. 30). Am Nordhang des Munt la Schera bestand diese sekundäre Gliederung oft aus tonsurierten Seggenpolstern (vgl. Abb. 34).

Oft sind diese Polsterringe hangaufwärts aufgebrochen, aufgeschlitzt und gehen nach unten in kleine Girlanden über. Meistens sind es einzelstehende Girlanden, ohne seitliche Verbindung zu den Nachbarn. Man kann alle Übergänge von tonsurierten Polstern bis zu diesen feinen Vegetationsgirlanden feststellen (vgl. Abb. 34–36). Wenn Polster, die untereinander am Rand zusammengewachsen, sind zu Girlanden deformiert werden, so zeigen auch letztere diesen Zusammenhang: Sie grenzen seitlich aneinander wie die Grossformen dieser Bildung (vgl. Abb. 36).

B. Die Ausbildung des Girlandenprofils

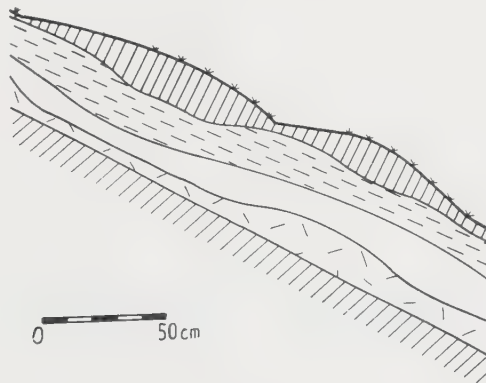
Um der innern Struktur und der Entstehung dieser Girlanden näherzukommen, wurden Profile entlang der Fallinie gegraben. Diese teilten i. a. die Girlanden symmetrisch.

1. Profil (Fig. 4):

Am Weg von Alp la Schera nach Fop da Buffalora, nahe bei der Abzweigung nach Munt la Schera (Koordinaten 812.200/169.075).

Von unten nach oben wurden folgende Verhältnisse festgestellt:

1. Anstehendes Gestein nach Süden einfallend, Dolomit.
2. Grober Verwitterungsschutt aus dem gleichen Material wie die Felsplatte. Die Trümmer sind eckig, von Faustgrösse und grösser, durch keinerlei Bindematerial zusammengekittet. Diese Schicht geht nach oben stellenweise in einen gelblichbraunen-graubraunen Horizont über. Eher lehmige Erde mit feinen Geröllkomponenten (Durchmesser unter 2 cm). Meist sind es dunkle, dichte Kalktrümmer, die gelegentlich eine Politur aufweisen.
3. (in der Figur der weisse Horizont) Rothorizont: sandige, schmutzig-gelbrote Erde. Darin enthalten sind gerundete kleine Geröllkomponenten bis zu Nussgrösse: dunkel-violettrote Verrukanotschiefer und -sandsteine, grüne harte Quarzite, bunte feinkörnige Breccien. Diese Gerölle kommen in keinem andern Horizont vor.
4. Grauer feinsandiger, fast mehligter Horizont, absolut nicht lehmig, mit kleinen eckigen Geröllkomponenten (Dolomite), mit Pflanzenwurzeln von oben durchsetzt.
5. Dunkel-schwarzbraune Vegetationslinse, ebenfalls mit feinsandigem Erdmaterial, dicht von Wurzeln durchsetzt. Ihre Oberfläche ist wiederum grau und sandig.



Figur 4

2. Profil (Fig. 5):

Diese zeigt gegenüber dem letzten folgende Unterschiede:

1. Der Wasserstauer und die Gleitbahn ist keine Felsplatte mehr, sondern eine sehr mächtige, feinsandige, grau-hellbraune Schicht, ausgezeichnet durch eckige, schwarze Kalktrümmer von Nuss- bis Faustgrösse mit Kratzern und Gletscherpolituren. Gelegentlich sind auch gerundete Trümmer eingestreut. Auffallend ist das absolute Fehlen von Verrukanomaterial.
2. Rothorizont identisch demjenigen vom vorher beschriebenen Profil (Schicht 3).
3. Entspricht Schicht 4, allerdings ohne Pflanzenwurzeln und etwas lehmig.

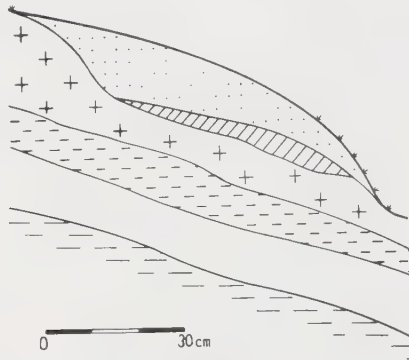
4. Betrachte ich beim Vergleichen mit dem letzten Profil als oberen Teil von Schicht 4 in Fig. 4, enthält tote Pflanzenwurzeln.
5. Die Humuslinse ist abgerutscht und hat ihren Zusammenhang mit der nächsthöheren verloren. Dies sieht man auch von aussen: Die seitlichen Vegetationsränder reichen nicht mehr zu den Zungenstirnen der nächsthöheren Girlanden hinauf (vgl. Fall C in Fig. 3).
6. Übergusskegel, grau-sandig mit kleinen Geröllen. An seinem talwärtigen Ende wird die Vegetation dauernd von oberflächlich abgeschwemmtem Material durchsetzt.

(Koordinaten dieses Profils 813.200/168.900, 2380 m).

Charakteristisch für alle Girlanden ist die Humuslinse. Sie ist das Resultat der eingerollten Vegetation. Diese Linse tritt auch bei TROLLS Skizze (Lit. 46) in Erscheinung.

Der Verrukanohorizont kann datiert werden: Diese Geschiebe wurden durch Gletscher der Risseiszeit in dieser Gegend abgelagert (BOESCH Lit. 6). In dieser und der nächst höheren Schicht sind keine Solifluktionerscheinungen feststellbar.

Die beiden Figuren 4 und 5 geben alle Längenverhältnisse masstäblich und die Winkel naturgetreu wieder. Der Masstab gibt die Richtung der Horizontalen an.



Figur 5

C. Zur Genese dieser Girlanden

(vgl. Fig. 6)

(vgl. SAPPER, Lit. 38, B. HÖGBOM, Lit. 22 und die interessante Arbeit von BESKOW, betitelt: „Erdfließen und Strukturböden der Hochgebirge im Lichte der Frosthebung“, Lit. 4.)

Aus allen meinen Beobachtungen, insbesondere an Aufbau und Form der Zunge, die oben dargelegt sind, ergibt sich das Bild hangabwärts fließender oder kriechender Schutt- und Humusmassen. Gelegentliche Ausbrüche durch zerrissene Vegetationsbänder, die dem Druck von oben nicht mehr standzuhalten imstande waren, zeigen deutlich die Wirkungsweise der von oben und sehr nahe der Oberfläche wirkenden Kraft. Von untergeordneter Bedeutung sind Schmelz- und Regenwasserakkumulationen, die ein talwärtiges Wachstum der Solifluktionsterrassen bewirken: Durch oberflächliche Überspülung der Girlanden mit Verwitterungsschutt und seine Anhäufung auf und vor dem Terrassenrand.

An kleinen und sehr jungen Erdströmchen, die oft bei ihrem Auffinden noch stark durchfeuchtet waren (vgl. 2. II 2e), belegen dem Umriss konzentrisch verlaufende „Runzeln“ die Fließstruktur.

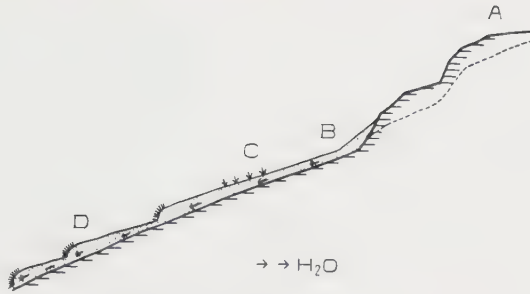


Fig. 6. Zur Entstehung von Fließerdeungen:

- A-B In diesem Abschnitt Rückwitterung der Hänge.
- B Akkumulation des Verwitterungsschuttes.
- C Vegetation auf dem Verwitterungsschutt bewirkt Wasserretention. Dieses kann durch die Felsplatte nicht in die Tiefe gelangen und fließt entlang dieser talwärts. Wenn die Vegetation genügend Wasser gebunden hat, bildet sich eine Fließerdeunge.
- D Wasser füllt die Fließerdeungen, die wie Säcke wirken und weiter talwärts wandern.

Die Tropfenform der Humuslinse und der Aspekt der Rasenbänder erlauben Rückschlüsse auf den Vorgang des Einrollens der Vegetation (Rasenwälzen) durch die talwärts sich bewegenden Schuttmassen. Dadurch resultiert ein vegetationsfreier Girlandenrücken. Seine Nacktheit scheint mir aber noch anders zustande zu kommen: Gleich wie auf den Polygonböden verhindern auch auf den Girlandenrücken die in den beiden alljährlichen Regelationsperioden wirkenden häufigen Kammeisauffrierungen und die daraus resultierenden Bewegungen an der Oberfläche die Ansiedelung von Pflanzen.

Der Fliess- oder Kriechvorgang, welcher zur Bildung dieser Erdflusszungen führt, scheint mir diskontinuierlich, ruckartig vor sich zu gehen, und zwar immer dann, wenn die Wasserdurchtränkung dieser Bodenpartien eine gewisse Grenze überschritten hat. Durch das aufgenommene Wasser wird das Gewicht der Fließmassen erhöht und der Zusammenhalt der Erdpartikel untereinander verringert. Jetzt wird der Rasensaum gesprengt und die dahinter gestaute Erdmasse bewegt, die Vegetation unter sich begrabend. Der direkte Nachweis der Bewegung von Girlanden im Nationalpark durch eingelegte und vermessene Holzteilchen ist mir nicht gelungen. Dazu ist wohl eine sehr lange Beobachtungsdauer mit periodischen Kontrollen der Lage dieser Hölzchen oder ein der Erscheinung günstiger Zeitpunkt notwendig.

SAPPER (Lit. 38) erkennt, dass der Erdfluss durch die Neigung des Geländes und die Wasserdurchtränkung des Bodens bedingt ist, wobei die Vegetation und die den Boden bedeckenden Gesteinstrümmer zu Wällen aufgestaut werden und so ein retardierendes Moment für den Fluss abgeben. Ich erachte es als sehr wahrscheinlich, dass der Bewegungsvorgang dieser Durchtränkungsfließerde durch Regelation unterstützt wird: Druck, Bindung und Anreicherung von Wasser in den obersten Bodenpartien durch Eis und Auflockerung des Bodens (Kammeis), so dass dieser viel Wasser aufnehmen kann, Zerstörung der Vegetationsbänder durch Kammeis (schöne Beispiele hierfür findet man im Val del Botsch). Die Bodenzusammensetzung (bestimmt Kapillarität und Wasseraufsaugvermögen), Art und Mächtigkeit der Vegetation und Gelegenheitsursachen (Einwirkung von Tieren, mitwandernde Blöcke, welche vor sich her die Vegetation aufstülpen u.a.) können den Bewegungsablauf modifizieren.

Bei der Behandlung der Streifenmuster (Kapitel 4) wies ich auf die Deformation von Netzwerken durch Hangsolifluktion hin. SAPPER (Lit. 38) findet auf Fliessserden dieselbe Erscheinung: Netzwerke (Spalten und Rinnen) durchziehen diese, die sich von den gewöhnlichen Trockenrissen horizontaler austrocknender Flächen nur dadurch auszeichnen, dass die einzelnen Felder sehr häufig in der Flussrichtung langgezogen sind. Die Querrisse, besonders bei starker Neigung des Bodens, stehen häufig senkrecht zu den Längsrissen (vgl. Abb. 19 und 32). Die Formen der sekundären Gliederung der Girlandenrücken sind gute Anzeiger für Bewegungen in den Girlanden. Viele dieser Formen sind nicht zerstört oder zerrissen, wie sie es durch ruckartige Bewegungen sein müssten. Dies lässt – neben dem Vegetationsbefund – den Schluss auf langdauernde inaktive Perioden zu.

Von einer interessanten Bildungsart von Erdterrassen berichten TROLL (Lit. 46) und BESKOW (Lit. 4), die feststellen, dass diese sich durch Hangsolifluktion aus kleinen Erdhügelchen entwickeln. Diese Entstehungsart ist demnach analog der Bildung von Streifenmustern aus Netzwerk (vgl. 4, II G 1).

TROLL (Lit. 46, S. 658f) vermutet bei seinem Beispiel, das meinen Girlanden entsprechen dürfte, im Untergrund anstehenden Fels. Im Beispiel, das in Fig. 4 dargestellt ist, wird dieser in Form einer Felsplatte sichtbar. Diese bildet die Gleitbahn und verhindert die Wasserversickerung. Aus der Lage dieser Felsplatte in so geringer Tiefe ist deutlich ersichtlich, dass diese Bewegungen sehr nahe der Oberfläche stattfinden. TARNUZZER (Lit. 44) fasst seine Schuttfacetten als Resultat von Schuttwulst-artigen Bewegungen des Bodens auf. Je nach Betrag der Böschung, dem Mass des Auftauens bei der Schneeschmelze, je nach Lockerheit und Mächtigkeit der Rasenschicht kann die Bewegung stärker oder schwächer sein.

BESKOW (Lit. 4) folgert, dass die „Totalversetzung“ an der Oberfläche am grössten ist und in jeder Schicht nach unten abnimmt. Ein solcher Charakter der Fliessbewegung mit oberflächlich grosser und nach unten abnehmender Schnelligkeit wird vom Bau der Fliessbodenformen vollkommen bestätigt. Durch die schnelle Oberflächenbewegung wird die Vegetationsdecke auf den Girlandenrücken schnell nach dem Terrassenrand hin geführt und dort eingewickelt.

III. Erdströme

A. Beschreibung der Erscheinung

Oberhalb der Waldgrenze, rund um die Kuppe des Munt la Schera (2586,7) verstreut, an der West-, Süd- und Ostseite des Munt Chavagls (2541) und an dem südöstlich desselben gelegenen Höhenzug (2427, Fop da Buffalora) finden sich recht häufig mächtige Fliessserdeformen, die ich als Erdströme (Verwitterungsschuttströme) bezeichne. Sie treten in den erwähnten Gebieten in Höhen von 2400–2500 m auf. Ihre Längsachse folgt der Fallinie verschieden stark geneigter Gehänge. – Weitere schön ausgebildete Vertreter dieser Fliessserdeform traf ich auf der Südseite der Fuorcla Val del Botsch (Abb. 40) und auf der linken Talseite zuhinterst im Val Müschauns.

1. Form und Oberflächengestaltung der Schuttströme von Fop da Buffalora

(Abb. 37 und Fig. 7)

Von gegenüberliegenden Höhen aus betrachtet stellen sich diese, den Gehängen aufsitzenden, Formen wie Zungen dar, deren mehr oder weniger parallele und vegetationsbedeckte seitliche Ränder an ihrem unteren Ende in eine talwärts konvex ge-

bogene Stirn übergehen. Die Länge dieser Schuttströme beträgt 30 bis 60, die Breite 10 bis 20 m, wobei das Verhältnis dieser beiden Dimensionen zueinander sich in einzelnen Fällen stark 1 nähern kann. Von ihrem oberen Ende, dem Wurzelgebiet her, gesehen, sind die häufig vergesellschaftet auftretenden Schuttströme Fingern vergleichbar, die von sehr vegetationsarmen, aber schuttreichen Regionen ausstrahlen und die weiter unten liegenden Gehänge zu überdecken versuchen.

Die Oberfläche der Schuttströme ist unregelmässig gegliedert: Eingestreute grosse Blöcke, mehrere Generationen von jüngern, aufsitzenden kleinern Zungen, verschieden deutlich ausgebildete Girlanden, fluviatile Erosionsrinnen und ihre kleinen Schuttfächer beleben das Bild ihrer Rücken. Einmal konnte ich sogar feine Streifen auf einem solchen beobachten.

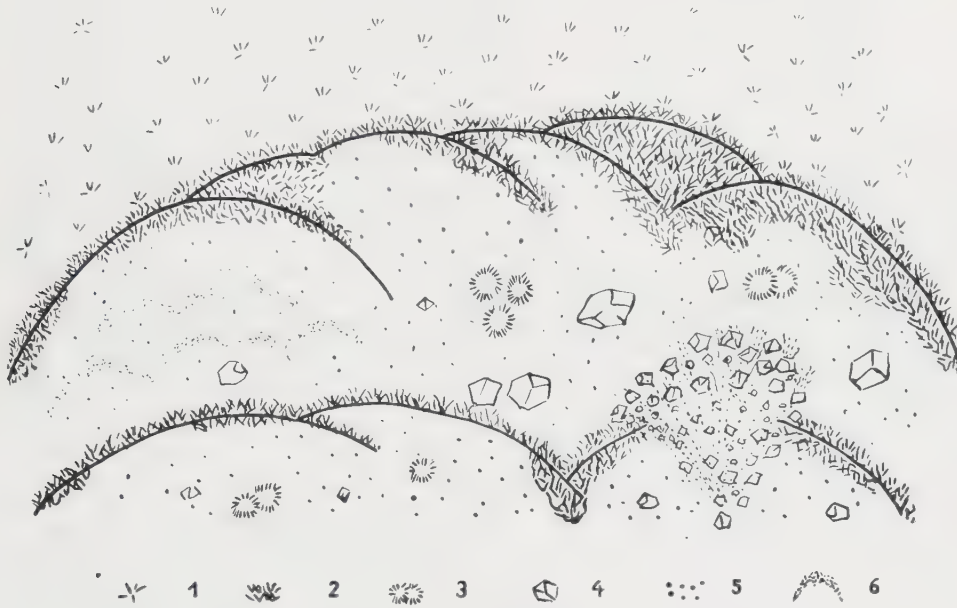


Fig. 7. Oberflächenansicht der Stirnpartie eines Erdstromes. 1 = Alpweide, 2 = Vegetationsrand des Erdstromes, 3 = Pflanzenpolster, 4 = grössere Gesteins-trümmer, 5 = feiner Schutt, 6 = sekundäre Girlanden.

Die erwähnten Erosionsrinnen giesen ihren Schutt über die Stirnen aufsitzender Zungen und begraben unter sich die wulstartig angesiedelte Vegetation, welche die Randpartien auszeichnet. Die Schuttkegel, die als Folge dieser Akkumulationsvorgänge talwärts an die Stirnen anschliessen, scheinen erste Wachstumsstadien der sich ausbreitenden Zungen zu sein. Daraus resultieren die sehr unregelmässig geformten Stirnkonturen (vgl. Abb. 39 und Fig. 7). Diese Akkumulationsformen sind nicht durchwegs in Form schöner Fächer ausgebildet, sehr oft sind ausgedehnte Oberflächenteile von einer in ihrer Mächtigkeit stark wechselnden Schuttdecke überzogen, die meistens als das Korrelat mehrerer Erosionsrinnen zu betrachten ist. Die Zungen scheinen rutschartig, in mehreren unabhängig voneinander sich bewegenden Partien entstanden zu sein.

Gelegentlich bildet der Schutt – vor allem sichtbar bei sekundären Zungen – Wülste, die in der Qualität ihrer Ausbildung stark variieren. Sie verlaufen mehr oder weniger parallel dem Stirnumriss; auf der Talseite können sie von Vegetation (*Dryas*) begleitet sein. Auf den lebhaft ein- und ausgebuchteten Stirnrücken der ältern, inaktiven Schuttströme dagegen hat sich die Vegetation stark ausgebreitet und überzieht die ohnehin nur undeutlich sichtbaren Wülste.

Im allgemeinen ist die Vegetationsbedeckung der obern Schuttstrompartien äusserst spärlich, die wurzelnahen Teile sind fast ganz vegetationsfrei. Nur inselartig tauchen einige Pflanzen aus dem Schutt auf, meist solche, die als typische Pionierpflanzen ihrer Dauerhaftigkeit und Anspruchslosigkeit wegen bekannt sind (vgl. Fig. 7):

Silberwurz	(<i>Dryas octopetala</i> L.)
Netz-Weide	(<i>Salix reticulata</i> L.)
Stumpfblättrige Weide	(<i>Salix retusa</i> L.)
Bäumchen-Weide	(<i>Salix arbuscula</i> L.)
Bläulicher Steinbrech	(<i>Saxifraga caesia</i> L.)
Bewimperter Steinbrech	(<i>Saxifraga aizoides</i> L.)

Wo die Schuttströme anfangen, sich deutlich vom überfahrenen Gelände abzusetzen, nimmt die Vegetationsbedeckung zu. Vor allem die Ränder, sowohl der sekundären als auch der Hauptzungen, sind von einer dichten Vegetationsdecke überwachsen. Die Stromoberfläche zeigt eine ähnliche Vegetation, wie sie an anderer Stelle bei Girlanden beschrieben wurde (vgl. 5, IIA1); auch die generelle Anordnung ist ähnlich: Vegetationsfreier Rücken, dicht bewachsener steiler Rand. Es wurden auch Polster von *Carex firma* Host. (Polster-Segge) angetroffen, die im Zentrum aufgebrochen waren (vgl. Abb. 4 und 34). Diese Tonsurierung scheint mir weniger durch die Bewegung der Schuttströme oder einzelner Fliesserdepartien, als durch eine kombinierte Wirkung von Kammeis und oberflächlicher Überspülung mit Schutt entstanden zu sein. Daneben ist auch der Wind und nach JENNY (Lit. 24) besonders das Schneegebläse an den Rasenabschälungen auf der Schuttstromoberfläche beteiligt.

Als Pflanzen, die auf dem Schuttstromrücken vorkommen, sind zu erwähnen:

Bläulicher Steinbrech	(<i>Saxifraga caesia</i> L.)
Stein-Glockenblume	(<i>Campanula cochleariifolia</i> Lam.)

Zu der Vegetation der dichter bewachsenen Zungenränder gehören unter anderem:

Stein-Glockenblume	(<i>Campanula cochleariifolia</i> Lam.)
Silberwurz	(<i>Dryas octopetala</i> L.)
Behaarte Alpenrose	(<i>Rhododendron hirsutum</i> L.)
Glattes Brillenschötchen	(<i>Biscutella levigata</i> L.)
Alpen-Sonnenröschen	(<i>Helianthemum alpestre</i> DC.)
Alpen-Rispengras	(<i>Poa alpina</i> L.)
Polster-Segge	(<i>Carex firma</i> Host.)

Je mehr man sich der Stirnpartie nähert, desto zusammenhängender wird die Vegetation, bis sie dann am Fusse in die umliegende Alpweide übergeht. Auffallend ist das Vorherrschen der *Dryas* in der steilen Zone der Stirne, die zusammen mit der netzblättrigen Weide das eigentliche Gerüst der Vegetation bildet. Die stark verzweigten Äste halten den Schutt auf, und aus diesen Maschen sprossen in einem spätern Stadium – das bei diesen Schuttströmen allgemein beobachtet wurde – die verschiedenen Gramineen. Auffallend war das Fehlen von *Erica carnea* L., die bei den Girlanden sehr oft diese Funktion zu erfüllen schien.

Bei den Schuttzungen, die eine stärkere Überwachsung zeigten als die auf Fop da Buffalora, was wahrscheinlich auf eine längere Dauer des inaktiven Zustandes zurückzuführen ist, tauchte *Erica carnea* L. (Schneeheide) wieder auf, vergesellschaftet mit Edelweiss (*Leontopodium alpinum* Cass.), Alpenaster (*Aster alpinus* L.) und zottigem Habichtskraut (*Hieracium villosus* L.) (vgl. Abb. 44).

Es scheint mir, dass der Vegetationsmangel wurzelnaher Teile dieser Schuttströme durch stetiges Nachströmen von Schutt auf ihre Rücken bedingt ist.

Auf der Oberfläche der stirnnahen Schuttstromregionen können Girlanden beobachtet werden, deren vegetationsfreie Fläche durch Spaltennetze gegliedert ist. Letztere weisen alle Übergänge zum Steinnetzboden auf.

Der Stirnumriss ist aus einzelnen, verschieden grossen Lappen zusammengesetzt, so dass die Stirnfläche unregelmässig geformt ist. Die Lappen sind talwärts konvex gerundet. Wo zwei solche zusammentreffen, scheint die Vegetation besonders dicht zu sein.

Vom talwärtigen Zungenende aus sind in einzelnen Fällen schmale Lappen noch weiter vorgewandert, in der Regel aber bildet die untere Begrenzung der Schuttströme eine geschlossene Front.

Interessant ist die Stirnfläche gestaltet, wenn die Vegetation von nachdrückendem Schutt zerstört wird und einzelne Girlanden (vgl. Abb. 41) oder unregelmässig geformte, vegetationsfreie Schuttmassen Stirn und Ränder zieren (vgl. Abb. 42). Gelegentlich trifft man Stellen, bei denen der Vegetation aufliegender Schutt wie herausgepresst, hervorgequollen zu sein scheint.

Das obere Stromende, genetisch gesehen eigentlich dessen Anfang, ist nicht so deutlich abgrenzbar wie das talseitige: Der Übergang vom Hang- zum Stromschutt ist ein allmählicher. Die Hangschuttdecke verbindet letzten Endes alle Ströme eines Gehänges miteinander; ihr verdanken sie ihre Entstehung: Sie liefert ihnen das Baumaterial.

Die Schuttdecke und die höher anschliessenden Felsregionen scheinen stellenweise, in geschützten Lagen, eine lange dauernde jahreszeitliche Schneebedeckung aufzuweisen. Auf dem breiten, durch Mulden und Hügel gegliederten Gipfel des Munt la Schera konnte diese teilweise selbst beobachtet werden (Ende Juli 1951 und 1952), oder dann wiesen die Vegetationsverhältnisse und die Struktur des Bodens darauf hin. In seichten, abflusslosen Mulden war der Boden mit feuchter, dunkler Erde bedeckt, die durch Auffrierungen eine Krümelstruktur erhalten hatte. Alles schien von Schmelzwasser reichlich durchtränkt, der Boden war weich, sumpftartig. Auffallend war das Fehlen hochstengliger Pflanzen. Alle krochen auf dem Boden oder auf den angrenzenden Schuttpartien und hoben ihre Blütenstände nur wenige Zentimeter über den Boden. Die gelbliche Färbung (25.7.52) einzelner Sprosse deutete darauf hin, dass die Schneebedeckung erst vor nicht langer Zeit gewichen war.

Folgende Pflanzen wurden festgestellt:

Alpen-Hahnenfuss	(<i>Ranunculus alpestris</i> L.)
Alpen-Ehrenpreis	(<i>Veronica alpina</i> L.)
Niedriges Ruhrkraut	(<i>Gnaphalium supinum</i> L.)
Alpenkuhlblume	
(-pfaffenröhrlein)	<i>Taraxacum officinale</i> ssp. <i>alpinum</i> Chenev.)
Quell-Hornkraut	(<i>Cerastium Cerastoides</i> Britt.)
Zweiblütiges Sandkraut	(<i>Arenaria biflora</i> L.)
Alpen-Schaumkraut	(<i>Cardamine alpina</i> Willd.)
Stengelloses Leimkraut	(<i>Silene acaulis</i> Jacq.)

Das sind alles typische Vertreter der sog. Schneetälchenvegetation (JENNY, Lit. 24. Ebene oder wenig geneigte muldenförmige Vertiefungen, die stets vom Schneewasser getränkt sind. Lokalklima ist pflanzenfeindlich wegen häufigen Frösten). Bei den oben erwähnten Mulden handelt es sich um solche Stellen, in denen die Pflanzen unter extremen Daseinsbedingungen zu leben haben. Die reichliche Durchtränkung dieser Regionen bewirkt Erdfließen.

2. Beschreibung von Querschnitten durch die Schuttströme von Fop da Buffalora

Die Profilkurve durch Stirn- und stirnnahe Randregion ist deutlich in eine obere, nach aussen konvexe und eine untere konkave Partie gegliedert. Die konkav geformte Fläche vermittelt einen gleitenden Übergang zum nächst tieferen Schuttstrom oder bei den ältesten zum Gelände (vgl. Fig. 8). Der steilste Abschnitt der Randfläche bildet mit der Horizontalen Winkel von 60–70 und mehr Grad, erscheint manchmal fast überhängend, irgendwie nach unten eingerollt; der konkave Stirnabschnitt fehlt dann sehr oft.

Um einen Einblick in die innere Struktur dieser Schuttströme zu gewinnen, wurden an verschiedenen Stellen Gräben angelegt, die ein Profil quer zur Fliessrichtung oder parallel zu derselben zeigten. Bei der Freilegung der Profile fiel sofort auf, dass bei älteren Schuttströmen mehrere dunkle Schichten übereinander folgten, getrennt durch hellere Partien (vgl. Fig. 8).

Am gleichen Vertreter wurden in verschiedenem Abstand vom Zungenende die übereinanderfolgenden Schichten gemessen und auf ihren Inhalt untersucht:

Ein stirnnahe Profil ergab folgenden Befund (von oben nach unten):

5. 15 cm dunkler, krümeliger Humus mit Wurzeln lebender Pflanzen.
4. 20 cm mergelig-tonige Erde mit kleinen Dolomittrümmern.
3. 5 cm mergelig-tonige Erde.
2. 40 cm dunkle Humuserde mit abgestorbenen, teils verholzten Pflanzenwurzeln.
1. 10 cm zertrümmerte Dolomitbrocken.

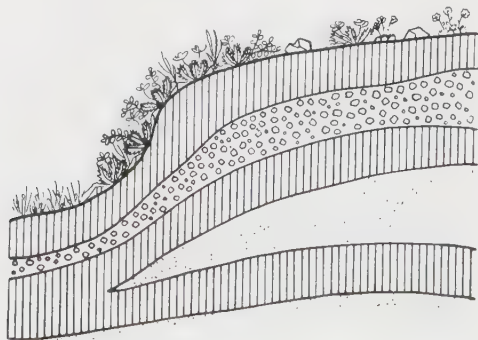


Fig. 8. Profil durch die Stirnpartie eines Erdstromes. Schraffur = Humusschicht, feine Punktierung = lehmige Schicht, grobe Punktierung = Geröllhorizont.

2 m weiter hangaufwärts waren die Verhältnisse von oben nach unten:

8. 15 cm dunkler, krümeliger Humus mit Wurzeln lebender Pflanzen, fast ohne Gesteins-trümmer.

7. 30 cm gelblichgraue, lehmige Erde mit kleinen, eckigen Kalk- (dunkel- bis hellgrau) und Dolomittrümmern (weiss bis gelb). Die Grösse der Trümmer schwankt zwischen Linsen- und Erbsengrösse, wobei die kleinern Trümmer überwiegen.
 6. 11 cm dunkle Schicht mit toten Pflanzenwurzeln und -überresten, stark verwitterten Kalkstücken von 2—3 cm Durchmesser. Die Pflanzenwurzeln stehen nicht in Zusammenhang mit der oberflächlichen Vegetationsdecke. Die Erde scheint weniger lehmig, das Gesteinsmaterial einheitlich.
 5. 17 cm feuchte, mehlig-sandige Erde, weniger lehmig als Schicht 7, heller in der Farbe (weisslichgrau). Pflanzenwurzeln sind keine vorhanden, die Gesteinstrümmer sind seltener (mehr feinere als grobe).
 4. 4 cm gelblichbraune, stark lehmige Schicht, feucht. Sie enthält abgestorbenes Pflanzenmaterial und wenige Kalktrümmer von bis Haselnussgrösse.
 3. 13 cm sandig-trocken, weissgrau, mit bedeutend mehr Gesteinstrümmern als in der obern Schicht, vor allem mehr gröbere. Löcherige, eckige, helle Dolomitbrocken bis Nussgrösse.
 2. 5 cm dunkelbraune, lehmige Erde, feucht, ohne gröbere Gesteinstrümmer, mit toten Pflanzenresten, humushaltig.
 1. 20 cm feuchte, gelblichbraune Erde, sehr ähnlich Schicht 7, feinkrümelig, mehr kleine als grobe Gesteinstrümmer, ohne Pflanzenwurzeln.
- Darunter folgen grobe, eckige Trümmer in dichter Lagerung.

Auffallend ist, dass in verschiedenen Tiefen unter der oberflächlichen Vegetationsdecke Schichten angetroffen wurden, die totes Pflanzenmaterial enthielten und humushaltig waren. Diese Schichten sind untereinander nicht zusammenhängend, sondern deutlich getrennt durch Schichten, die vorwiegend keine organischen Bestandteile enthalten. Der stark lehmige Horizont (7, und entsprechend im ersten Profil 4) scheint gegen das Stirnende auszuweichen, ist aber selbst in der steilen Zone am Erdstromrand vorhanden – wenn auch nur als sehr schmales Band –, um dann im untern konkaven Teil gegen die Stromumgebung wieder mächtig zu werden.

Bei einer jungen, aufsitzenen Zunge waren die Verhältnisse einfacher. Im medialen Teil eines senkrecht zur Falllinie angelegten Grabens wurden keine humushaltigen Schichten festgestellt, alles bestand nur aus unverfestigtem, steinreichem Erdmaterial. Erst ganz am Rande, unter der seitlichen Randvegetation, strich ein Keil humushaltiger Erde ins Strominnere hinein, deutlich in Zusammenhang stehend mit der oberflächlichen, lebenden Pflanzendecke.

B. Zur Genese dieser Erdströme

Welche Schlüsse können aus den beschriebenen Verhältnissen gezogen werden? Das Vorhandensein dieser Humusschichten in verschiedener Tiefe scheint mir darauf hinzuweisen, dass die Ausbildung der Schuttströme sich nicht auf einmal vollzog, sondern in mehreren Phasen, die durch längere Zeiträume getrennt waren, so dass auf dem rein mineralischen Schutt sich eine Vegetationsdecke ansiedeln konnte. Diese wurde dann während einer jüngern aktiven Phase wieder unter dem vorrückenden Schutt begraben.

Das Ausweichen der Humusschichten gegen die Strommitte, nicht nur bei der beschriebenen jüngern Zunge, sondern auch bei älteren festgestellt, ist wohl eine getreue Abbildung der heutigen oberflächlichen Vegetationsverhältnisse: Nur die randlichen Partien sind von einer Pflanzendecke verhüllt, die Rücken der Ströme sind bis auf wenige Pflanzeninseln vegetationsfrei.

Ich verweise auf den Abschnitt 5 C, in dem ich die Bildung der Girlanden behandelt habe. In diesem Abschnitt trete ich lediglich auf einige Probleme ein, die sich zusätzlich aufdrängen.

Die Hauptunterschiede zwischen diesen beiden Solifluktfonnen, den Girlanden und den Erdströmen, ergeben sich beim Vergleich der Dimensionen, dem Profilgraben und der Stirnkontur.

Die Erdströme fließen nicht en bloc, ihr vertikaler Aufbau ist wie ihr Längswachstum nicht in einem Schub entstanden. Diese Erkenntnis ergibt sich bei der Betrachtung ihres charakteristischen Bauplans: Einmal die erwähnte Übereinanderlagerung mehrerer Fließerdmassen. Bei ganz jungen und kleineren Erdströmen findet man im Profilschnitt in der Richtung der Fallinie Verhältnisse, die an die Humuslinse der Girlanden erinnern: Die durch den Erdfluss aufgestaute und eingewickelte Vegetation bildet eine ähnliche tropfenförmige Figur. Im Profilgraben älterer und grosser Erdströme kann man die talseitige Begrenzung der unteren, älteren und von jüngern zugedeckten Fließmassen aus dem Verlauf der Humusschichten rekonstruieren. Diese tiefer liegenden Humusschichten repräsentieren die ältern Oberflächen und verlaufen mehr oder weniger konform dem heutigen Profilumriss: sie biegen nach unten in die damalige Hangoberfläche ein.

Zum selben Ergebnis übereinandergelagerter Erdflussmassen führt die Betrachtung der Oberfläche mit ihren aufsitzenden Fließzungen.

Das Nicht-en-bloc-Fließen eines Erdflusses ist aus der Stirnkontur ersichtlich. Ihre Form deutet auf differenziertes Fließen nach Bewegungsrichtung und -betrag einzelner Erdflusspakete. Es scheint mir – aus dem heutigen Stand der Bewachung und der gegenseitigen Lage der einzelnen Stirnlappen zu schliessen – dass die einzelnen Bewegungspakete eines Erdflusses sich nicht gleichzeitig verlagern.

Für die Herkunft der notwendigen Wassermassen, die den Verwitterungsschutt erst fließfähig machen, werden in der Literatur verschiedentlich Schneewehen verantwortlich gemacht (vgl. 5, I: Schneewehen oberhalb von Erdflussmassen).

Ich habe selbst oft in unmittelbarer Nähe von Fließzungen noch im Juli und August Schneeflecken festgestellt, die von Schneewehen herrühren können, deren Schmelzwasser den tiefer liegenden Erdflussboden durchtränkte. An andern Orten, da die direkte Beobachtung von Schnee im Sommer nicht möglich war, erlaubte der Vegetationsbefund den Rückschluss auf lange liegenden Schnee (vgl. im vorhergehenden Abschnitt). Nun werden aber viele Fließerden im Nationalpark aus einem relativ kleinen Einzugsgebiet mit Wasser versorgt, die zudem keine besondern Schneeanhäufungen aufweisen. Die trotzdem auftretende Makrosolifluktion muss daher durch andere Faktoren unterstützt werden. Inwieweit Regelationsvorgänge am Erdfließen in diesen Fällen mitbeteiligt sind, ist schwer abzuschätzen. Hingegen fand ich in einigen dieser Fälle in nicht allzu grosser Tiefe Wasserstauer in Form von Fels oder lehmigen Schichten (vgl. im vorhergehenden Abschnitt). Die Schneemengen – vermutlich wenn sie einmal rasch abschmelzen – liefern für die Bewegungsauslösung hinreichende Wassermengen, die daher nicht versickern können.

Die Mächtigkeit der die Erdflüsse unterteilenden Humusschichten deutet darauf hin, dass zwischen zwei Erdfließperioden viel Zeit verstrichen ist. Die heutige Vegetation und der Stand der Bewachung der Stirnregion zeigen, dass gegenwärtig und in letzter Zeit keine Bewegungen stattfanden.

C. Steinströme und bewegliche Blockmassen

HÖGBOM (Lit. 22) erwähnt Steingirlanden, die durch Bodenbewegungen verzerrte Formen von Steinnetzwerken darstellen. KINZL (Lit. 25) beschreibt Fließerdeformen, die nach unten von kleinen Steinwällen umsäumt werden. KREBS (Lit. 27) erkennt auch

in feinem Schutt Bewegungsfiguren: Schuttbahnen mit peripherem Kranz kanten-gestellter Steine. Nach ihm kann auch trockener Schutt ins Gleiten kommen.

Solche Formen, wie sie KREBS beschreibt, findet man an den vegetationslosen Hängen (z. B. am Munt Chavagl). Abbildung 45 zeigt ein solches Beispiel aus dem hinteren Teil des Val Mütschans.

Bei allen diesen Formen in humusarmen Zonen sind die gröbern und grössern Steine um die Zungenstirn angeordnet. Sie scheinen die Funktion der Vegetations-bänder der Girlanden zu übernehmen.

LUNDQVIST (Lit. 29) gibt Erklärungen zur Anordnung der Gerölle in Steinströmen. Diese Verhältnisse scheinen nicht immer eindeutig zu sein, zudem scheint mir, dass bei diesen Formen die Anordnung des Materials stark nach dessen Form variiert. So kann ich vorläufig, ausser der erwähnten Beobachtung der randständigen Stellung der grössern Trümmer, keine Gesetzmässigkeiten feststellen.

Ich erachte es als wahrscheinlich, dass sich diese Bodenbewegungen durch das Vorhandensein sehr feiner Verwitterungsprodukte erklären lassen. Diese verleihen dem Boden plastische Eigenschaften.

Wandert man von der Ofenstrasse über den Sattel zwischen Piz Terza und Piz Murtèr, so findet man nach dem Überschreiten der Wasserscheide gegen das Val Cluozza sehr eigenartige, grosse Blockmassen, die in der Fallinie streifenartig angehäuft sind. Sie haben talwärts einen sehr eigenartig gewundenen Verlauf zwischen den Grasstreifen, die sie begrenzen. Ihre Breite ändert konstant. Die Gesteinstrümmer sind grob und scheinen regellos zu liegen. Auch die dazwischen liegenden Grasstreifen sind stellenweise von Trümmern bedeckt. Der Steinfluss ist gegenüber der Vegetation etwas eingesenkt, stellenweise kann man von der Seite her eine beginnende Überwachsung dieser Steinmassen feststellen.

Diese Formen traf ich sonst nirgends in der Ausbildung. Es handelt sich um Schutt, der von höher gelegenen Partien stammt und wahrscheinlich die kompakte Vegetationsdecke verletzt hat. Nach der Schneeschmelze zirkuliert Wasser zwischen den Blöcken. Dieses verhindert das Ansammeln von Feinerde, die sich zwischen den Blöcken gelegentlich eingefunden hat. Es scheint möglich, dass Wasser und Nivation das Steinbett vertieft. Die Frage nach der primären Einordnung dieser Blöcke bleibt aber offen.

6. Kleinhügelbildungen

I. Hinweise auf publizierte Arbeiten

Aufschlussreich sind einige Hinweise bei TROLL (Lit. 46). Er erwähnt das Vorhandensein von Bodenformen, bei denen auch gewisse regelmässige Muster – evtl. auch Andeutungen von Materialsortierung – vorhanden sind, die man nicht unter die Strukturformen rechnet. Bei ihnen ist die lebende Pflanzendecke, der Humus- oder der Torfboden am Zustandekommen der Formen beteiligt, daneben aber auch der Frost-einfluss. Zu dieser Gruppe zählt er beispielsweise Erdhügel oder Bultenböden der Alpen. Rasenhügel (Thufur) und Buckelböden, alle Arten von Fliesserdewülsten wie beispielsweise die Girlandenböden. Gleich den Strukturböden zerfallen auch diese Formen in solche des ebenen und des geneigten Geländes. Die Buckelwiesen in den Tälern und Becken der nördlichen Kalkalpen hält dieser Autor für fossile Frostböden aus der Späteiszeit. Dann erwähnt er auch zoogene Bildungen von Rasenhügeln durch das Zusammenwirken nestbauender Ameisen und Pflanzen, wie sie in diesem Kapitel ebenfalls kurz behandelt werden.

TARNUZZER (Lit. 45) erwähnt Borstengrashügel auf Weidböden zwischen Viehtrittpfaden. Es handelt sich dabei um trockene, unergiebig Vegetation. Bei der Frage nach deren Bildung verweist er auf verschiedene Gründe: Natur gewisser, stark wurzelnder Pflanzen, Windrichtung und hervorstehende Steine des Untergrundes.

BRANDT (Lit. 7) erwähnt in nicht allzu feuchten Wiesen Maulwurfshügel, die sich mit Gras bedecken. Das auf zeitweise trockenen Wiesen weidende Vieh soll nach diesem Autor in den nachgiebigen Boden zahlreiche Löcher treten und Vegetationsverluste verursachen, die höckerige Oberflächen hervorrufen. Zum gleichen Ziel sollen auch die Dunghaufen des Weideviehs führen, da an solchen Stellen saure Gräser aufschossen, die nicht abgeweidet werden und den Boden durch Humusanreicherung lokal erhöhen. Solche und andere Gelegenheitsursachen sind in den Alpen zahlreich und führen zu Kleinhügelbildungen. Der gleiche Autor weist ferner auf Vegetationsflächen in den gemässigten Breiten hin, die längere oder kürzere Zeit im Jahr sumpfig sind. Diese Flächen zeichnen sich durch zahlreiche Höcker aus. In diesem Zusammenhang sei auf KINZL (Lit. 25) hingewiesen, der aus den Ostalpen Moorgelände anführt, das durch eigenartige kleine Erhebungen ausgezeichnet ist. Das beschriebene Moor zeigt lauter kleine, nicht viel über 1 dm im Durchmesser betragende Grasschöpfe, zwischen denen überall der nackte Moorboden herauschaut, der gelegentlich auch mit Wasser überdeckt ist. Von diesem ebenen Moorgelände heben sich einzelne etwa 20–30 cm hohe, flache Kuppen ab, deren Durchmesser 2–4 m misst. Diese regelmässig gewölbten Aufragungen sind mit einer geschlossenen Rasendecke überzogen, wobei besonders Moose und Flechten eine Rolle spielen. Grabung in einem dieser im Grundriss kreisförmigen Hügel zeigt bis zu 1 m Tiefe durchaus Torf.

KREBS (Lit. 27) erwähnt auf ebenem Boden in frostreichem Gelände Hügel von ca. $1\frac{1}{2}$ m Höhe. In den Nordalpen sollen diese Formen gelegentlich schon in 900 m Höhe auftreten. Sie scheinen auf Aufquellungen über unscheinbaren Erhebungen unter dem Einfluss der Fröste zurückzuführen zu sein.

II. Kleinhügelbildungen durch Tiere und Pflanzen

A. Die Rasenhügel auf Alp la Schera

Neben der Scherahütte befindet sich eine Hirschtränke. Die sanfte Mulde ist stets durchfeuchtet. Hier erheben sich Grashügel, die sich mit ihrer struppigen, dichten Bewachsung deutlich von den oft vegetationslosen Trennungsgräben abheben. Diese tieferen Zonen sind durch eine sehr feine, fast staubartige Erde ausgezeichnet, ohne Gesteinstrümmer, die in feuchtem Zustand zu einem homogenen Brei zusammengepappt ist (vgl. Abb. 46). Die gleichen Hügelchen fand ich auch im Champ Löng an feuchten Stellen.

Nach einer mündlichen Mitteilung von Herrn Dr. LÜDI vom Geobotanischen Forschungsinstitut Rübel (Zürich) handelt es sich bei diesen Formen wahrscheinlich um folgende Bildung:

Beim Ausgraben eines solchen Hügel fällt auf, dass es sich nicht nur um einen Pflanzenhorst handelt, sondern um einen eigentlichen Erdklumpen, der allerdings von Wurzeln ganz durchsetzt und von einer Grasdecke überzogen ist. Dieser Hügel weist eine aussergewöhnliche Festigkeit auf. Eine Grasart scheint sich besonders gern auf diesen „Bülten“ anzusiedeln: *Eschampsia caespitosa*.

Bei der Untersuchung des Erdklumpens fielen folgende Tatsachen auf: Es handelt sich um eine ausgesprochene Braunerde, nicht etwa um eine Bleicherde aus einem

Ausschwemmhorizont. Die einzelnen Erdpartikel sind sehr fein, geben der Erde in trockenem Zustand ein staubartiges Aussehen. Gesteinstrümmer sind keine vorhanden. Die Struktur war aber interessanterweise grobkrümelig, von Poren durchsetzt.

Die Erklärung dieser Hügelform setzt zurzeit noch weitere Beobachtung im Terrain voraus. So werden vom erwähnten Institut solche Hügelbildungen seit Jahren in ihrer Entwicklung beobachtet.

Ihr Vorkommen beschränkt sich auf Mulden, in denen Feinerde stets zusammengeschwemmt wird. Ursprünglich gehen die Hügel auf ein ungleich starkes Wachstum der einzelnen Pflanzen zurück, die von den Hirschen nicht im gleichen Masse abgeweidet werden. Diese Tatsache erlaubt wohl die Bildung von Horsten der gemiedenen Grasarten, nicht aber die Entstehung massiver Braunerdekerne. Hier muss mit der Arbeit von Bodentieren – Ameisen und Würmern – gerechnet werden, die sich vorzugsweise in solch erhöhten Partien ansiedeln, wohin sie Feinerde und organisches Material schleppen. Dadurch wächst mit der Zeit ein ganzer Hügel von Braunerde mit Dimensionen, die für einen einfachen Horst unmöglich sind. Die Krümelstruktur, die ja auch in den zugewachsenen Ameisenhaufen von Stabelchod beobachtet werden konnte, spricht für diese Annahme.

Eine endgültige Abklärung dieser Hügelbildung kann erst nach weiteren Beobachtungen erfolgen.

B. Die Ameisenhaufen von Stabelchod

In Waldlichtungen und auf Wiesen, die keiner Bewirtschaftung durch den Menschen mehr unterliegen, findet man zwischen dem Wegerhaus und Il Fuorn auf beiden Seiten des Baches (Ova dal Fuorn) zugewachsene Ameisenhaufen von kreisförmiger bis elliptischer Basis. Es handelt sich um Nester von *Formica (Coptoformica) exsecta* Nyl.

Die Bewachsung beginnt peripher von der umgebenden Wiese her. Man findet alle Übergangsstadien bis zu den vollständig überwachsenen Haufen, die oft nicht mehr kuppelförmig gewölbt, sondern oben abgeflacht sind.

Schneidet man solche Haufen entzwei, so findet man zwei Zonen: Einmal das lockere, warme, von den Ameisen zusammengetragene Baumaterial im zentralen Teil (Tannennadeln als Balken, daneben weiches Material wie Blätter und Gräser, vgl. Lit. 15). An der Peripherie dagegen Humuskeile, auf und in denen die Gräser wurzeln (vgl. Abb. 48).

In zugewachsenen Haufen fand ich keine oder nur noch wenige Ameisen, da sukzessives Überwachsen Nestwechsel der Ameisen erzwingt (fdl. Mitteilung von Herrn Dr. KUTTER, Flawil). Bei FOREL (Lit. 15) ist darauf hingewiesen, dass alte Nestteile verfaulen können, sich dort andere Insektenlarven ansiedeln und das Volk zum Ausziehen gezwungen wird.

III. Buckelwiesen

(vgl. Abb. 49)

1. Beschreibung der Oberfläche

Zwischen Il Fuorn und dem Wegerhaus beim Kilometerstein 16 erstreckt sich neben der Ofenpasstrasse eine schmale Wiese, die durch unregelmässig geformte Hügel auffiel. Dicht aneinandergereiht erheben sich diese, ihre Oberseite ist eher flach und ihre Ränder sind steil. Sie sind vollständig vom Wiesenteppich überzogen, der die weitere Umgebung bedeckt. Ihre horizontalen Durchmesser schwanken zwischen 50 cm und 1 m, gelegentlich ist ihre Ausdehnung noch grösser. Ihre Höhe über den trennenden Gräblein beträgt 20–30 cm.

Von einem Hügel werden Profile beschrieben: A und B verlaufen Ost–West, Profil C senkrecht dazu. Es wurde ausser dem Hügel auch der Graben zwischen seinem Nachbarn durchschnitten.

2. Beschreibung der Profile

(vgl. Fig. 9)

Die Schichten werden in ihrer Reihenfolge von oben nach unten beschrieben.

Profil A

1. Humushaltige Schicht, oben grau, unten dunkelbraun, torfig, trocken, von Pflanzenwurzeln durchsetzt.
2. Gelblichbraune, leicht sandige Lehmschicht, von kleinen Gesteinskomponenten durchsetzt (meist Kalktrümmer), enthält abgestorbenes Pflanzenmaterial.
3. Kieshorizont: graues, lehmiges Grundmaterial mit eckigen Trümmern von dunkelgrauem, dichtem Kalk. Die einzelnen Steine zerfallen beim Ausgraben zu Grus (Frostsprengung, Wasserwirkung?).
4. Ca. $\frac{1}{2}$ cm mächtige dunkelbraune Erdschicht mit totem Pflanzenmaterial.
5. Ca. 1 cm mächtige gelbliche, lehmige Schicht, die 4. Schicht in diesem Profil immer begleitend, aber ohne Pflanzenmaterial.
6. Graue Lehmschicht mit ganz feinen Kalktrümmern.

Profil B

1. Humushaltige, dunkelbraune Schicht mit Pflanzenwurzeln, weniger mächtig als im Profil A.
2. 3–4 cm dicker, hellgrauer lehmig-sandiger Horizont, von Pflanzenwurzeln durchsetzt, seitlich unter dem Hügel auskeilend.
3. Ca. 5 cm mächtige dunkelbraune, torfige Humusschicht.
4. Gelbliche Lehmschicht mit feinen Gesteinstrümmern, weniger einheitlich als bei Profil A.
5. Ca. 20 cm mächtiger Geröllhorizont mit gelblich-braunem Grundmaterial, weniger lehmig als Schicht 3 aus Profil A. Die Trümmer sind besser gerundet und bestehen aus verschiedenem Material, zerfallen beim Ausgraben ebenfalls.
6. Gelbliche sandig-lehmige Schicht mit ganz feinen Gesteinskomponenten. Sie setzt unvermittelt ein, ohne torfige Zwischenschicht.

Profil C

1. Dunkelbraune torfige Humusschicht, nach unten gelblich werdend und in Lehm übergehend. Unter dem Graben keilt die 2. Schicht aus Profil B aus.

2. Gelbliche Lehmschicht, nach oben und unten deutlich aufgewölbt in der Hügelzone des Profils, seitlich unter den Gräben viel weniger mächtig. Lehmiger als die entsprechenden Schichten in Profil A und B, ohne Gesteinstrümmer. Den obern Abschluss bildet eine wenige Millimeter mächtige bräunlichere Schicht.
3. Der Geröllhorizont aus Profil A zieht seitlich herein, um unter dem Hügel auszuweichen.
4. Graue Lehmschicht aus Profil A begleitet den Geröllhorizont und keilt ebenfalls aus.
5. Die Geröllschicht aus Profil B schiebt sich unter die Schichten 3 und 4, sinkt gegen N deutlich ab.
6. Gelbliche sandig-lehmige Schicht wie bei Profil B, aber ohne Gesteinskomponenten.

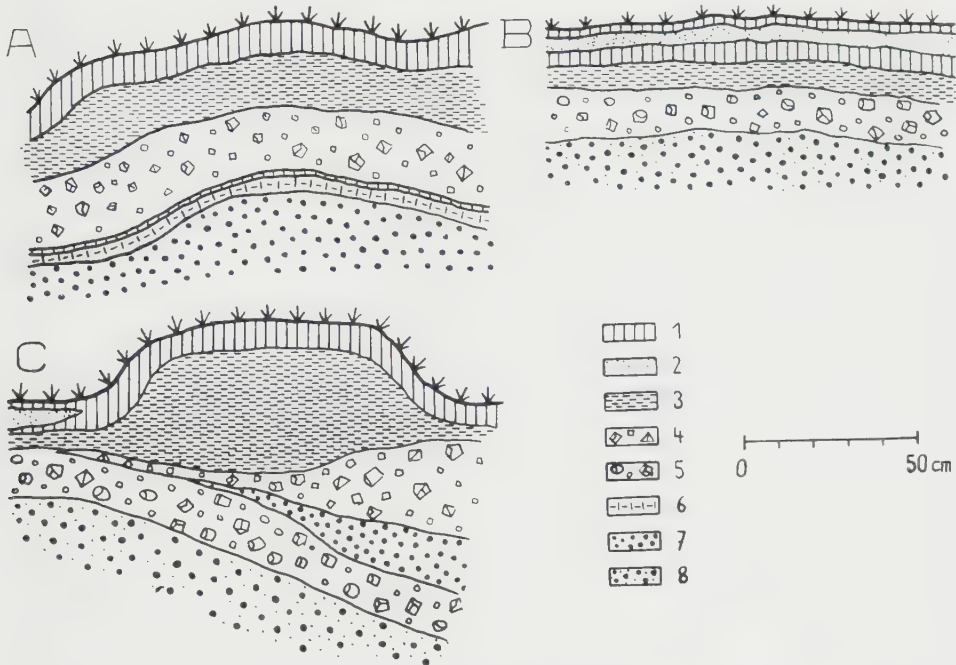


Fig. 9. Drei Profile durch den Vegetationshügel beim Wegerhaus. 1 = Humusschicht, 2 = graue, lehmig-sandige Schicht, 3 = gelbliche Lehmschicht, 4 = Geröllschicht mit eckigen Komponenten, 5 = Geröllschicht mit gerundeten Komponenten, 6 = gelbliche, lehmige Schicht, 7 = graue Lehmschicht mit feinen Kalkkomponenten, 8 = gelbliche, feinsandige Schicht mit feinen Gesteinskomponenten.

Profil D (Nord-Süd orientiert)

Dieses zeigt ungefähr die gleichen Verhältnisse wie C. Auch hier wurde das Auskeilen der Horizonte 3 und 4 aus C festgestellt. Schicht 2 ist sehr stark lehmig, enthält keinerlei Gesteinskomponenten. Die graue Schicht 2 aus B keilt ebenfalls unter der Grabenzone aus.

3. Erklärung

Trotz der Untersuchung mehrerer Hügelprofile ist es mir nicht möglich, eine Hypothese zur Entstehung dieser Aufblähungen aufzustellen. Das Problem scheint auf die Frage zurückführbar: Welche Kraft bläht diesen auffallenden Lehmhorizont unter

den Hügeln auf, während er unter den Gräben auf wenige Zentimeter zusammenschrumpft.

Es scheint mir, dass Studien an verschiedenen Entwicklungsstadien oder langdauernde, periodische Beobachtungen zur Abklärung beitragen könnten, selbstverständlich unter der Voraussetzung, dass sich diese Kleinformen heute im Nationalparkgebiet überhaupt noch bilden.

IV. Kuchenböden

Es handelt sich um Polygone von recht verschiedenartiger Form. Sie können Durchmesser bis zu 2 m aufweisen (vgl. Abb. 51). Die Kuchen sind voneinander durch 5–20 cm breite und ungefähr 15 cm tiefe Gräben getrennt. Diese sind U-förmig mit breitem, flachem Boden und von Vegetation ausgekleidet. Die Oberflächen sind i. a. vegetationslos, abgesehen von vereinzelt Polstern. Man findet diese Böden in der Gipfelregion des Munt la Schera oder am Südhang des Munt Chavagls auf flach geneigten, ausgedehnten Fliesserdien in schöner Ausbildung.

Nach der Schneeschmelze sind die Kuchen von Wasser so stark durchtränkt, dass man beim Darüberschreiten schuhtief einsinken kann. In trockenem Zustand ist ihre Oberfläche hart und oft durch Texturböden gegliedert.

Diese Kuchen scheinen aus weitmaschigem Netzwerk entstanden zu sein, wobei die primären Risse durch Ausschwemmung erweitert wurden (vgl. analog die Makrosteinstreifenform von Murtèr). Ausserdem erachte ich es als wahrscheinlich, dass die seitlichen Begrenzungsrisse auch durch lokale Unterschiede in der Bewegungsgeschwindigkeit und -richtung erweitert wurden.

In Mulden entwickeln sich aus so gemusterten Böden Vegetationsstreifen (vgl. 4, III), indem alle Polygone kanalisiert fließen. In der Richtung der Fallinie gesehen liegen die Kuchen treppenartig übereinander. Die senkrecht oder schief zur Fallinie laufenden Gräben werden zusammengedrückt und die Vegetation eingerollt. Hangneigungen von 4° können zur Ausbildung dieser Formen genügen. Solche Mulden weisen langdauernde Schneebedeckung auf.

V. Pflasterböden

Pflasterböden sind Stellen ebenen Bodens, in den die eingelagerten Steine wie eingewalzt erscheinen. Wasserdurchtränkung durch lange liegenden Schnee und Schneedruck werden für ihre Bildung verantwortlich gemacht. Sie sind daher nicht mit Steinpflastern zu verwechseln, die als Deflationsrückstand betrachtet werden.

Pflasterböden in den Alpen hat WALDBAUR 1921 (Lit. 52) beschrieben. Er schildert Beispiele von grobem und kantigem Schutt, ganz glatt wie Strassenpflaster, am Murettopass (2557 m). Seine Funde bildeten äusserst flache, schüsselförmige Mulden, in deren Mitte mitunter noch ein Schneefleck lagerte. Nach WALDBAUR schien ein Zusammenhang zwischen diesen Schneeflecken und dem eigentümlich geglätteten Schuttboden zu bestehen.

Die Pflasterböden weisen keine eigentlichen Strukturen auf, sondern eine mosaikartige, in weichen Boden eingepresste Steinpflasterung. Es handelt sich um einfache Bildungen, die lediglich eine aufweichbare Grundmasse und reichliches Vorhandensein von Steinen erfordern. Sie werden durch kombinierte Wirkung von Schneedruck und Wasserdurchtränkung erklärt. Darnach drücken Schneemassen die an der Boden-

oberfläche herumliegenden Steine in den durch Schmelzwasser erweichten feinkörnigen Boden. TROLL (Lit. 46) vermutet eventuelle Mitbeteiligung von Frostschiebung. Die einzelnen Steine reihen sich oft beinahe lückenlos aneinander und sind flach gelagert, d. h. sie wurden mit ihrer grössten Fläche in den Boden gedrückt. Ich vermute daher Mitbeteiligung von Schneegleitvorgängen entlang der Bodenoberfläche an ihrer Genese.

Aus meinen Beobachtungen schliesse ich, dass sie sich an Orten bilden, die eine langandauernde Schneebedeckung aufweisen, also in relativ grosser Höhe oder in Schattenlagen.

Das hier beschriebene Beispiel (vgl. Abb. 52) befindet sich in der Nähe der im Kapitel 3 (II) behandelten Netzmusterböden. Dort sind beide Typen – Pflaster- und Netzmusterboden – im Juli und anfangs August 1951 und 1952 in nächster Nähe von Schneeflecken beobachtet worden.

Eckige, kantige Trümmer bis zur Grösse von $40 \times 20 \times 10$ cm liegen flach mit ihrer Breitseite auf dem Boden. Sie bedecken denselben stellenweise lückenlos, sind dicht aneinandergedrängt und erscheinen oft wie von Hand zusammengefügt. Beim Abheben einzelner Steine zeigt sich, dass diese zur Hälfte und oft bis zu $\frac{3}{4}$ ihrer Höhe in eine gelbbraune, teils lehmige Schicht eingebettet sind. Diese weist eine Mächtigkeit von 12 cm auf und ist – vom eingepressten Steinpflaster abgesehen – steinfrei. Darunter folgt graue, feinkörnige Erde mit flachliegenden, ihr eingelagerten Steinen, die Faustgrösse erreichen können. Beim Darübererschreiten erscheinen diese Bodenpartien hart: man hat das Gefühl, auf einer flachgewalzten, gepflasterten Strasse zu gehen.

Bei einem andern, beinahe horizontalen Pflasterboden am Westhang des Munt Chavagl fiel die kleine Korngrösse der eingepressten Steine auf: Vorwiegend Material von mittleren Durchmesser von 2 cm. Dazwischen waren vereinzelt grössere Gesteinstrümmer flach eingelagert. Darunter befand sich ebenfalls wieder steinarmes Material.

7. Ergebnisse

I. Die Beantwortung der gestellten Fragen (vgl. 1, II) und ihr methodischer Sinn für die Untersuchung

1. Als erstes Resultat lässt sich festhalten, dass im Schweizerischen Nationalpark eine grosse Zahl von differenzierten und amorphen Solifluktförmungen vorhanden ist. Diese sind in Kapiteln geordnet in der vorliegenden Arbeit beschrieben und durch Abbildungen dargestellt worden. Neben den Solifluktförmungen sind einige Formen vertreten, die ihr Dasein vornehmlich Tieren und Pflanzen verdanken.

Es handelt sich – mit Ausnahme der Erdströme – um kleine Formen, die verglichen mit denjenigen der subpolaren Regionen zu den Mikroformen gehören. Die Formen, welche auf Kammeisbildung zurückgeführt werden können, sind ihrer Genese und der Klarheit und Deutlichkeit ihrer Ausbildung wegen den Formen der tropischen Regionen in Hochgebirgen vergleichbar (vgl. FLÜCKIGER, Lit. 14.)

2. Das Herausarbeiten des charakteristischen Bauplans der untersuchten Formen erlaubt, diese zu ordnen und zu einer Typenbildung nach dem Erscheinungsbild zu gelangen. Daraus liessen sich Aussagen über die Bildung machen.
3. Zur erklärenden Beschreibung gehört zwangsläufig eine Aussage über die Genese.

Zudem kann zur Typenbildung auch nach genetischen Gesichtspunkten vorgegangen werden. Die genetische Gliederung erweist sich vor allem dann als zweckmässig, wenn konvergente Erscheinungen vorliegen, z.B. Steinnetzbildung aus Steinringen oder aus Texturböden, „Steinstreifenbildung“ aus Erdknospen (Steinringen) oder Steinnetzen.

Ferner werden durch die genetische Betrachtungsweise homologe Formen erkannt, vor allem zwischen horizontalen und geneigten Flächen (z. B. bei Erd- und Steinstreifenbildung aus Steinnetzen).

II. Zur Untersuchungsmethode und weitere Forschung

Wesentliche Voraussetzung, vor allem bei Strukturbodenuntersuchungen in den Alpen, ist die Kenntnis des Kammeises und seiner Wirkung. Hier sollte auch die experimentelle Forschung beigezogen werden. Aufschlussreiche Auskünfte über die Genese wären sicherlich auch aus der exakten Kenntnis des Verhaltens von Feinerdematerial der Solifluktionsbodenformen beim Gefrieren erhältlich. Ferner sollte experimentell das Verhalten der Solifluktion in Abhängigkeit von der Gehängeneigung, der Beschaffenheit der Gleitbahn und des fliessenden Materials, der notwendigen Wassermenge und der Art und Weise der Durchtränkung bestimmt werden. In dieser Richtung könnte weitergearbeitet werden. Aufschlussreiche Resultate werden dieser Forschungsrichtung der Geomorphologie von Seiten der Land- und Forstwirtschaft und des Bauwesens (Strassen, Flugplätze usw.) in Zukunft wohl vermehrt zugeführt werden, weil diese mit dem Einfluss der Solifluktionskräfte in vielen Gebieten der Oekumene (und vor allem wo diese weiter ausgeweitet wird) zu kämpfen haben. Ich denke beispielsweise auch bei uns an die Zerstörung von Tennisplätzen durch Kammeis.

Zur Weiterarbeit an den Formen der amorphen Solifluktion ist das Nationalparkgebiet hervorragend geeignet: Periodische Kontrolle von eingelegten und vermessenen Hilfspunkten (z.B. Stäbchen oder Steine) an möglichst vielen Orten und verschiedenen Gebieten während langer Zeit, festlegen von Visierlinien durch die Zungenregionen solcher Formen. Bei den Erdströmen wäre der Einsatz der Flugphotographie denkbar: Periodisch erstellte Luftaufnahmen werden in Zukunft Auskunft über den Bewegungscharakter geben können.

Die Überwachung der Bildung von Rasenhügeln, vielleicht auch von Buckelwiesen, erachte ich als günstig.

Für grössere Formen von Strukturböden werden eher Gebiete ausserhalb des Nationalparks in Betracht kommen (beispielsweise Moränen in Gletschernähe). Erstrebenswert erscheint mir ferner das Studium des genauen Verhaltens der Vegetation auf bewegten Böden und ihre Bremswirkung auf das Erdfliessen. Zu solchen Studien erscheint mir das Nationalparkgebiet gut geeignet.

Für die morphologische Betrachtungsweise erachte ich das Aufsuchen von genetischen Stadien und das daraus resultierende Aufstellen von Entwicklungsreihen als wesentliches Hilfsmittel. Ebenso das Studium von Übergangsformen von horizontalen zu geneigten Flächen.

III. Übersichtstabelle der untersuchten Formen und ihre Höhenlage

Die beiden Höhenangaben begrenzen die Zone, in der die verschiedenen Formen hauptsächlich gefunden wurden. Eingeklammerte Zahlen: Die Höhenangaben beruhen nur auf wenigen Funden.

1. Differenzierte Solifluktsformen		Ebene/ Hang	m ü. M.
(Die Zusammenstellung Seite 244 gibt Auskunft über die genetischen Zusammenhänge)			
Texturboden	Strukturboden		
Trockenrissnetze	Steinnetzboden	E	2200–2500
	Über- gänge →		
(Kammeiserdhäufchen)	Steinringe	E	2300–2500
	↓		
durch Hangsolifluktion deformierte Trockenrissnetze	Steinstreifenboden	H	
	Über- gänge →		
	Makroformen Mikroformen		(2500–2600) 2200–2500
2. Amorphe Solifluktsformen			
Formen der Makrosolifluktion:			
Girlanden	}	H	2200–2500
Miniaturgirlanden			
(Deformation von tonsurierten Polstern)		H	2200–2500
Erdströme		H	2300–2500
Kleinhügelbildungen		E	1800–2100
Pflasterböden		E	(2200–2300)

Damit man sich ein Bild von den makroklimatischen Verhältnissen in diesen Höhenbereichen machen kann, führe ich die Klimatablelle von Buffalora 1977 m an (Wegerhaus am Ofenpass).

Nach dieser Tabelle zu schliessen, herrscht die Regelation im Raume des Wegerhauses, in der Buckelwiese an der Ofenbergstrasse (siehe Kapitel 6, III) und beim Forscherhaus im März/April und in den Monaten Oktober November. Für Kammeisbeobachtungen waren aber die Novembermonate der Jahre 1951 und 1952 ungeeignet. – Für den Höhenbereich von 2200–2500 m fallen auf Grund der Temperaturwerte von Buffalora die Regulationsperioden in die Monate April und Oktober. Schönes Kammeis beobachtete ich am Südhang des Munt la Schera in diesen Höhen Ende Mai 1952 und wieder im September des gleichen Jahres.

Im Laufe dieser Arbeit habe ich gezeigt, dass das Makroklima ein schlechter Anzeiger für Kammeisvorkommen ist. Daher führte ich – soweit es mir möglich war – mikroklimatische Untersuchungen durch.

1917/40	Lufttemperatur (C)				Niederschlag (mm)
	0730	1330	2130	Mittel	
Januar	—13,1	— 3,6	—12,0	—10,2	53
Februar	—13,9	— 1,5	—11,4	— 9,6	42
März	— 9,6	1,2	— 7,4	— 5,8	48
April	— 3,1	4,1	— 2,7	— 1,1	66
Mai	2,9	9,6	2,3	4,3	81
Juni	6,8	13,2	6,3	8,1	93
Juli	8,5	15,4	8,4	10,2	117
August	7,4	15,0	7,7	9,4	115
September	4,2	11,9	4,9	6,5	102
Oktober	— 1,6	6,7	— 0,6	1,0	101
November	— 7,3	1,1	— 6,2	— 4,6	68
Dezember	—12,4	— 3,7	—11,2	— 9,6	56

Nach BRUNIES: Der Schweizerische Nationalpark, Basel 1948.

IV. Die wirkenden Kräfte

Alle diese Erscheinungen sind an Lockermaterial gebunden und spielen sich an oder sehr nahe der Erdoberfläche ab. Eindrücklich wird dies durch das Profilbild von Figur 4 demonstriert. Als hauptsächliche formschaffende Kräfte erwiesen sich:

1. Die Makro-(Hang-)Solifluktion: Durchtränkungsfließerde, unterstützt durch Regelationsvorgänge (auflockernd, materialsortierend, wasserbindend). Ausser der Wassermenge ist entscheidend, wie das Wasser der Erde zugeführt wird: Auch daher bilden Wasserstauer gute Voraussetzungen für die Makrosolifluktion (Fels, lehmige Schichten, Vegetation).
2. Das Kammeis mit seinen beiden Wirkungsarten: Mechanisch durch Frosthhebung, Auflockerung des Bodens; durch Wasserbindung und -anreicherung vorbereitend für Mikrosolifluktionsvorgänge und in Form der Mikrosolifluktion. Unterliegen die Kammeis- und Mikrosolifluktionsbildungen der Hangsolifluktion, so bilden sich neue Formen. Bei der Mikrosolifluktion zeigte sich, dass für ihre Auslösung die Art und Weise des Freiwerdens des im Kammeis gebundenen Wassers entscheidend ist, ferner die Wasseraufnahmefähigkeit des Bodens.
3. Austrocknung durchfeuchteter Böden bedingt Trockenrissbildung. Dabei spielen die Hang- und die Kammeissolifluktion mit: Erstere durch Deformation, die Wasseranreicherung des Kammeises erlaubt starke Durchfeuchtung als Voraussetzung von Trockenrissbildung.
4. Schnee und Nivation, Erosion durch fließendes Wasser: Schnee wirkt durch Druck (Pflasterböden) und durchtränkend. Die Schmelzwässer können Solifluktionsvorgänge auslösen, entscheidend ist wiederum die Art und Weise, wie das Wasser frei wird, und wie der Boden, dem das Wasser zugeführt wird, beschaffen ist. Nivation und fließendes Wasser wirken eher sekundär: Ausweitung von Rissen, Fortschwemmen von Feinerde und Vertiefen von Steinrahmen; Bildung von Steinstreifen aus Regen- und Schmelzwasserrinnen.

Viele beschriebene Formen sind somit nicht als Ergebnis einer Kraft aufzufassen, sondern ihre Genese geht auf das Zusammenwirken verschiedener Kräfte zurück. Beim Überblicken der Genese der untersuchten Formen wird der überragende Einfluss der Solifluktion erkannt. So können diese Formen, bei entsprechender Fassung des Solifluktionsbegriffes (vgl. TROLL, Lit. 47), als Solifluktionsformen aufgefasst werden. Nach dieser Erkenntnis richtet sich der Titel meiner Arbeit.

8. Bibliographie

A. Verzeichnis der benützten Literatur

1. ALLIX A., Nivation et sols polygonaux dans les Alpes françaises. – *La Géographie*, 39, 1923.
2. BACH R., Die Biologie des Bodens. – *Verhandlungen der Schweiz. Naturf. Ges. Davos*, 1950.
3. BEHLEN H., Eine neue Theorie der Struktur- (Steinring-, Steinnetz- oder Brodel-) Böden. – *Ztschr. der deutsch. Geol. Ges.*, 82, 1930.
4. BESKOW G., Erdfließen und Strukturböden der Hochgebirge im Licht der Frosthebung. – *Geologiska Föreningens Föreläsningar*, 52/4, 1930.
5. BLACK R. F., Permafrost. – *The Smithsonian Report*, 1950.
6. BOESCH H., Geologie der Zentralen Unterengadiner Dolomiten. – *Diss. der Univ. Zürich*, 1937.
7. BRANDT B., Die Unebenheiten der Sümpfe. – *Geogr. Ztschr.*, XXII, 1916.
8. BRAUN G., Über Bodenbewegungen in Mittel- und Südeuropa. – *Ztschr. Ges. f. Erdk. Berlin*, 1912/4.
9. BRYAN K., The Study of Permanently Frozen Ground and intensive Frost-Action. – *The Military Engineer*, 40, 1948.
10. — The Erroneous Use of Tjaele as the Equivalent of perennially frozen ground. – *The Journal of Geology*, 59/1, 1951.
11. CAPELLO C. F., Un nuovo tipo di suolo artico nelle alpi. – *Bollettino della Società Geografica Italiana*, XI, 1946.
12. DÜCKER A., „Steinsohle“ oder „Brodelpflaster“? – *Centralblatt für Min., Geol., Pal. Abt. B*, 1933.
13. — Frostschub und Frosthebung. – *Centralblatt für Min., Geol., Pal. Abt. B*, 1933.
14. FLÜCKIGER O., Schuttstrukturen am Kilimandscharo. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 1934.
15. FOREL A., Les Fourmis de la Suisse. – 1920.
16. GEIGER R., Das Klima der bodennahen Luftschicht. – 1927.
17. GIGNOUX M., Les sols polygonaux dans les Alpes et la genèse des sols polaires. – *Annales de Géographie*, XL, 1931.
18. GRIPP K., Über Frost und Strukturböden auf Spitzbergen. – *Ztschr. Ges. f. Erdk. Berlin* 1926/7, 8.
19. — und SIMON W. G., Experimente zum Brodelbodenproblem. – *Centralblatt für Min., Geol., Pal. Abt. B*, 1933.
20. GUILCHER A., Le développement de la cryopédologie. – *Annales de Géographie*, 312, 1949.
21. HÖGBOM B., Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. – *Bull. of the Geol. Inst., Upsala*, IX, 1908-09.
22. — Über die geologische Bedeutung des Frostes. – ebenda, 1914/12.
23. JAHN A., About some forms of structural soil markings in West Greenland. – *Przeglad Geograficzny*, XX, 1946.
24. JENNY-LIPS H., Vegetation der Schweizer Alpen. – 1948.
25. KINZL H., Beobachtungen über Strukturböden in den Ostalpen. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 74, 1928.
26. KLEBELSBERG R., Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. – 1948.
27. KREBS N., Klimatisch bedingte Bodenformen in den Alpen. – *Geogr. Ztschr.* 1925.
28. LEUCHS K., Steinringbildung im oberen Lechtal. – *Geolog. Rundschau*, XXIV, 1933.

29. LUNDQVIST G., The orientation of the block material in certain species of flow earth. – Geografiska Annaler 1949/1–4.
30. MEINARDUS W., Beobachtungen über Detritussortierung und Strukturboden auf Spitzbergen. – Ztschr. Ges. f. Erdk. Berlin, 1912/4.
31. MIETHE A., Über Karreebodenformen auf Spitzbergen. – ebenda.
32. MOHAUPT W., Beobachtungen über Bodenversetzungen und Kammeisbildungen aus dem Stubai und dem Grödener Tal. – Diss. Hamburg 1932.
33. PENCK A., Über Polygonboden in Spitzbergen. – Ztschr. Ges. f. Erdk. Berlin, 1912/4.
34. POSER H., Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. – Geolog. Rundschau, XXII, 1931.
35. — Das Problem des Strukturbodens. – ebenda XXIV, 1933.
36. — Bemerkungen zum Strukturbodenproblem. – Centralblatt für Min., Geol., Pal. Abt. B, 1934.
37. SALOMON W., Arktische Bodenformen in den Alpen. – Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie der Wissenschaften, math.-naturw. Klasse, 1929.
38. SAPPER K., Über Fliesserde und Strukturboden auf Spitzbergen. – Ztschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1912/4.
39. — Erdfließen und Strukturboden in polaren und subpolaren Gebieten. – Geolog. Rundschau, IV, 1913.
40. — Rasenabschälung. – Geogr. Ztschr. XXI, 1915.
41. SPETHMANN H., Über Bodenbewegungen auf Island. – Ztschr. Ges. f. Erdk. Berlin, 1912/4.
42. STINY J., Zur Oberflächenformung der Altlandreste auf der Gleinalpe (Steiermark). – Centralblatt für Min., Geol., Pal. Abt. B, 1931.
43. STREIFF-BECKER, Strukturböden in den Alpen. – Geogr. Helvetica 1946.
44. TARNUZZER C., Schuttfacetten der Alpen. – Beiträge zur Geolog. Karte der Schweiz, neue Folge, XXIII.
45. — Die Schuttfacetten der Alpen und des hohen Nordens. – Petermanns Geographische Mitteilungen, 57, II. Teil, 1911.
46. TROLL C., Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. – Sonderdruck aus der Geolog. Rundschau, XXXIV 7/8, 1944.
47. — Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. – Erdkunde, I, 1947.
48. — Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. – ebenda II, 1948.
49. ULE W., Glazialer Karree- oder Polygonboden. – Ztschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin, 1911/4.
50. — Strukturböden in Norwegen. – Petermanns Geographische Mitteilungen, 1914/1. und 50a) Polygonaler Strukturboden auf dem Hochland von Norwegen. – ebenda 1922.
51. WALDBAUER H., Schuttlättung und Steinströme im Oberengadin. – Petermanns Geographische Mitteilungen, 1921.
52. WILCKENS O., Beiträge zur Geologie des Rheinwaldes und von Vals. – Geol. Rundschau, XI, 1920–21.

Ferner:

- KAUFMANN H., Rhythmische Phänomene der Erdoberfläche. – Braunschweig 1929.
 KOKKONEN P., Beobachtungen über die Struktur des Bodenfrostes. – Acta Forestalia Fennica 30, Nr. 3, Helsingfors 1926.

B. Verzeichnis der Abbildungen und Textfiguren

1. Abbildungen

1. Windsichelrasen
2. Rasenabschälung durch Kammeis
3. Solifluktionskliff von Rasenschalen
4. Tonsurierte *Carex firma*-Polster
5. Kammeiswirkung
6. Kammeiswirkung
7. Umgefallene Kammeisnadeln

- 8. Kammeisnadeln
- 9. Kammeisbüschel aus mehreren Generationen
- 10. Texturboden auf horizontaler Fläche
- 11. Texturboden auf geneigter Fläche
- 12., 13. und 14. Entwicklungsreihe vom Textur- zum Strukturboden
- 15. Feinerdeknospen als Resultat von Kammeisauffrierung
- 16. und 17. Feinerdeknospen als Vorstadien von Steinringen
- 18. Miniatursteinring
- 19. Übergangsform von polygonaler Musterung zu Streifen
- 20. Sechseckförmige Steinpolygone
- 21. und 22. Makrosteinstreifen von Murtèr
- 23., 24. und 25. Entwicklung von Erdstreifen
- 26. Steinstreifenboden
- 27. Windgestreifter Auffrierboden
- 28. Vegetationsstreifen
- 29. und 30. Girlanden
- 31. Girlandentreppe
- 32. Ausgebrochene Girlandenstirn
- 33. Sekundäre Gliederung eines Girlandenrückens: Erdstreifen
- 34., 35. und 36. Entwicklung von Miniaturgirlanden aus tonsurierten Polstern
- 37. und 38. Erdströme
- 39. Stirnregion eines Erdstroms
- 40. Fliesserdezungen
- 41. Ausschnitt aus der Stirnregion eines Erdstromes
- 42. Schuttausbruch aus einer sekundären Zunge
- 43. Fliesserdezungen
- 44. Von Vegetation bedeckte Erdströme
- 45. Fliesszunge in sehr feinerdearmem Material
- 46. und 47. Rasenhügel
- 48. Schnitt durch einen zuwachsenden Ameisenhaufen
- 49. Buckelwiese
- 50. und 51. Kuchenboden
- 52. Pflasterboden

2. Textfiguren

- 1. Skizze zu Textur- und Steinnetzboden
- 2. Profilskizze durch eine Girlande
- 3. Oberflächenansicht verschiedener Girlandentypen
- 4. und 5. Girlandenprofile
- 6. Zur Entstehung von Fliesserdezungen
- 7. Oberflächenansicht der Stirnpartie eines Erdstromes
- 8. Profilskizze durch die Stirnpartie eines Erdstromes
- 9. Skizzen zur Buckelwiese (Schnitte durch einen Buckel)

Curriculum vitae

Ich, Gerhard Jakob Furrer, von Russikon (Kt. Zürich), wurde am 26. Februar 1926 in Zürich geboren. In Glattfelden (Kt. Zürich) besuchte ich die Primar- und während 2 Jahren die Sekundarschule. Im Frühjahr 1941 trat ich ins Gymnasium (Typus C) der Evangelischen Lehranstalt Schiers (Kt. Graubünden) ein, das ich 5 Jahre später nach bestandener Maturitätsprüfung verliess. Vom Sommersemester 1946 bis Frühjahr 1951 war ich an der Philosophischen Fakultät II der Universität Zürich immatrikuliert. Meine Studienzeit erfuhr durch Militärdienst einen einjährigen Unterbruch. – Ich bestand Examina in den Fächern Geographie, Wirtschaftsgeographie, Geologie und in Anthropologie, Botanik und Zoologie, ferner studierte ich Mathematik. Seit April 1951 bin ich als Hauptlehrer für Geographie und Biologie am Schweizerischen Landerziehungsheim Glarisegg tätig. Im darauffolgenden Herbst erwarb ich das Gymnasiallehrerdiplom. Auslandsreisen während meiner Studienzeit führten mich in verschiedene europäische Staaten. – Die vorliegende Arbeit entstand unter der Leitung von meinem geschätzten Lehrer, Herrn Prof. Dr. H. BOESCH, Direktor des Geographischen Institutes der Universität Zürich.

Ich besuchte während meiner Studienzeit Vorlesungen und Kurse bei den Herren Professoren H. BOESCH, R. FUETER †, P. GÖTZ, H. GUTERSOHN (ETH), E. HADORN, A. JEANNET, M. SAITZEW †, O. SCHLAGINHAUFEN, R. STAUB, H. STEINER, A. STEINMANN, H. SUTER (ETH), C. TROLL, (Bonn), H. WANNER, M. ZOLLINGER, bei den Herren Privatdozenten H. CAROL, W. GUYAN, K. SUTER und bei den Herren Prof. E. EGLI und K. ESCHER Didaktik für die Mittelschule.



Abb. 1. Windsichelrasen. Die konkav geformten Nischen sind alle gleich orientiert, Richtung der vorherrschenden Winde: linke untere Bildecke-Spaten. Aufn. 24.7.52.



Abb. 2. Rasenabschälung durch Kammeis. Vor der unterhöhlten Vegetation gekrümmelte Auffriererde. Die Kammeisnadeln massen 3-5 cm. Aufn. 21.9.52.



Abb. 3. Solifluktionskliff im Vegetationskleid. Alle Nischen sind frei von Kammeisaufrierungen und im Gegensatz zu Abb. 1 beliebig orientiert. Die Vegetation ist bis zu 20 cm unterhöhlt, die Wurzeln sind blossgelegt, und die Pflanzen brechen paketweise von der Vegetationsdecke los. Aufn. 25.7.52.



Abb. 4. Tonsurierte *Carex firma*-Polster. Lebende Vegetation vor allem am Aussenrand, am Innenrand oft Auffriererde als Resultat von Kammeisbildung. Aufn. 23.7.52.

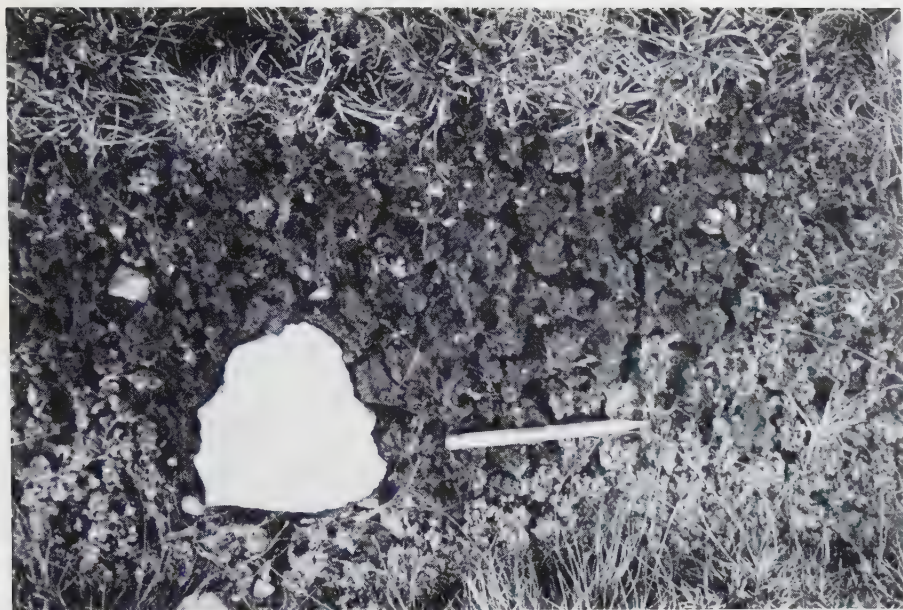


Abb. 5. Die Wirkung von Kammeis auf horizontaler Fläche. Der Stein links im Bild zeigte beim Abheben an seiner Unterseite keine Kammeisnadeln. Aufn. 1.6.52.



Abb. 6. Kammeis hat die vegetationsfreie Oberfläche gelockert, kleinere Steinsplitter wurden gehoben oder schräg gestellt, die Feinerde emporgepresst. Aufn. 1.6.52.



Abb. 7. Umgefallene Kammeisnadeln. Im Schatten stehen alle Nadeln noch aufrecht und tragen an ihrer Spitze emporgehobene Tannennadeln. Länge der Nadeln 3 cm. Aufn. 20.9.52.



Abb. 8. Dieser Stein ($3 \times 5 \times 8$ cm) wurde 2 cm von Boden abgehoben. Die Nadeln fallen auch beim Aufheben nicht weg und tragen an ihrer Basis feuchte, ungefrorene Erde. Aufn. 21.9.52.

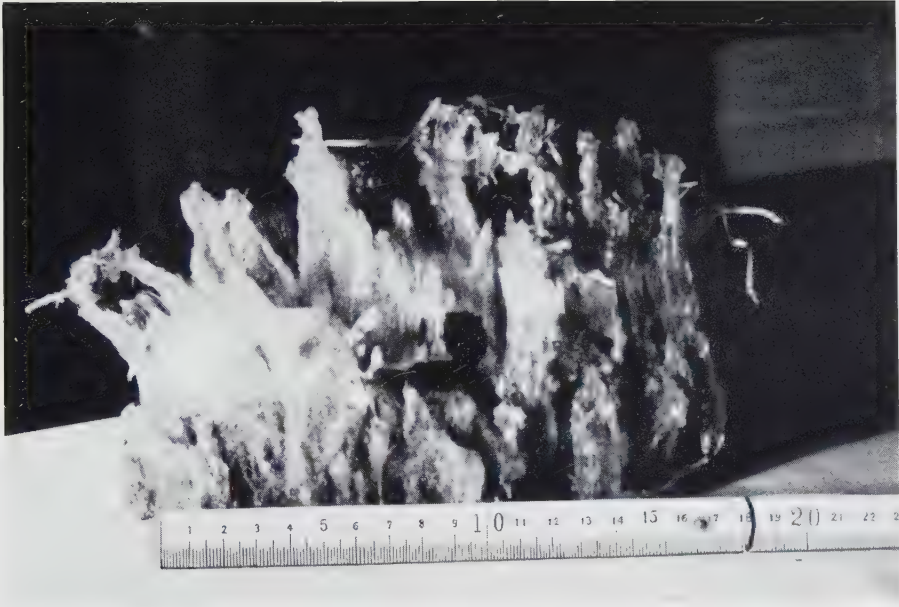


Abb. 9. Kammeisbüschel aus mehreren Generationen bestehend. Beachte links die starke Krümmung der Eisnadeln nach aussen und das Loch im Bildzentrum: Gestoppte Wasserzufuhr von unten; man sieht an der obern Lochgrenze deutlich den Boden einer ältern Kammeisgeneration. Maximale Höhe des Büschels 13 cm. Aufn. 10.12.52.

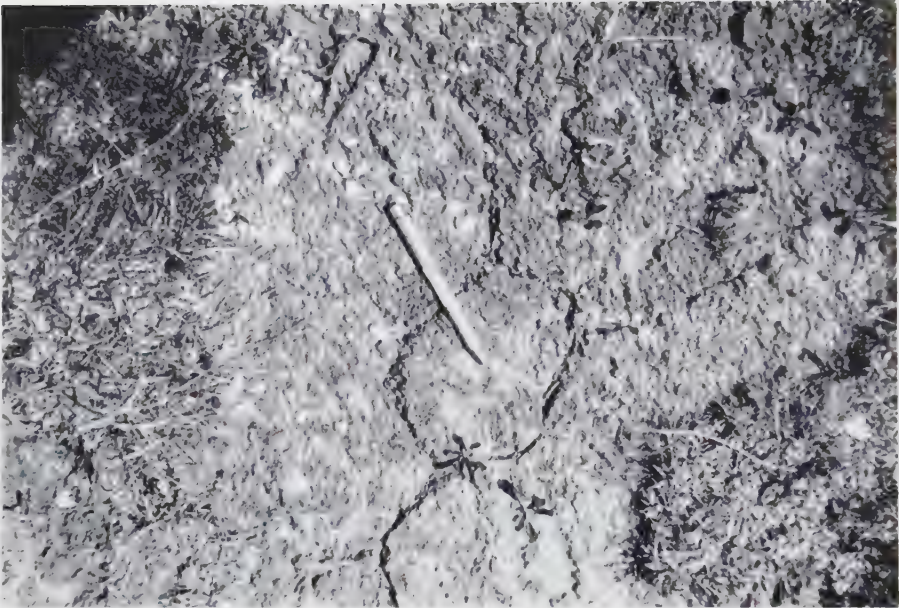


Abb. 10. Texturboden auf horizontaler Fläche. Aufn. 24.7.52.

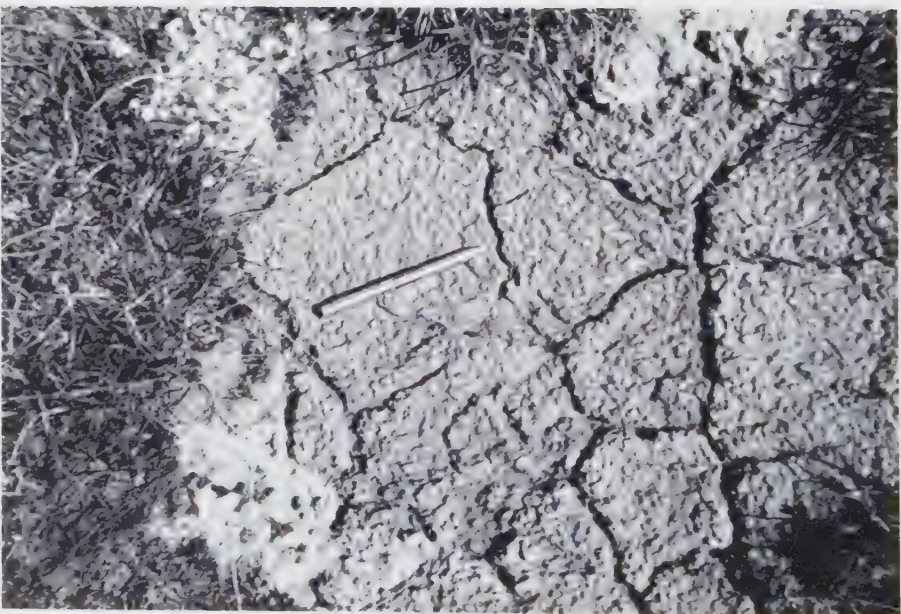


Abb. 11. Texturboden auf geneigter Fläche. Auf der Oberfläche der Trockenritsspolygonen Wirkung der Kammeisolfunktion: Die in der Mittagssonne geschmolzenen Kammeisbüschel haben die aufgedockerte Erde durchtränkt (Mikrosolfunktion). Aufn. 24.7.52.

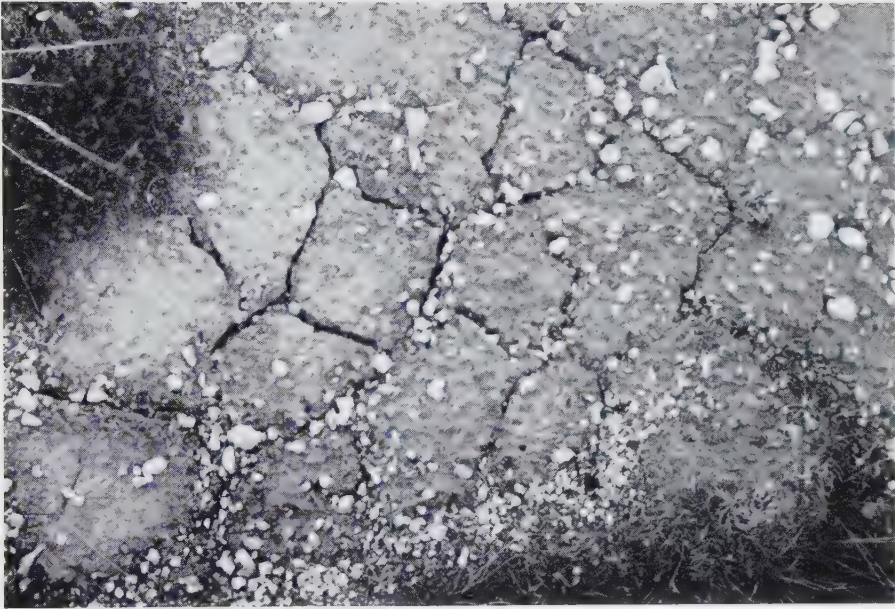


Abb. 12. Diese Abbildung und die beiden nächsten zeigen die Entwicklungsreihe vom Textur- zum Strukturboden. Oberflächliche Überspülung hat Steinchen über die gesamte Fläche talwärts befördert. In den Trockenrissen ist schon eine ganze Anzahl Splitter hängen geblieben. Aufn. 7.8.51.



Abb. 13. In einem spätern Entwicklungsstadium findet man in und auf den Trockenrissen eine grössere Menge Steinchen, einzelne Steinpolygone sind schon als Strukturbodentyp anzusprechen. Beachte das in die Länge gezogene Polygon links der Bleistiftspitze: Durch Hangsolifluktion wird eine Deformation entlang der Falllinie sichtbar. Aufn. 7.8.51.



Abb. 14. Steinnetzboden als Abschluss der Genese. Aufn. 7.8.51.



Abb. 15. Feinerdeknospen als Resultat von Kammeisauf-
frierungen durchbrechen die Steinspreu.
Aufn. 31.7.51.



Abb. 16. Feinerdeknospen wie in Abb. 15 als Vorstadien von Steinringen.



Abb. 17. Bildung von Steinringen. Beachte beim Steinring rechts die Sonderung der Steine nach ihrer Grösse. Aufn. 3.8.51.



Abb. 18. Miniatursteinring. Aufn. 31.7.51.



Abb. 19. Übergangsform von polygonaler Musterung zu den Streifenformen: Deutlich sichtbare Deformation in der Richtung der Fallinie. Die senkrecht zur Fallinie verlaufenden Kommissuren sind stellenweise leicht hangabwärts ausgebogen. Aufn. 31.7.51.



Abb. 20. Sechseckförmige Steinpolygone. Länge der Diagonalen 50 cm, der die Polygone begrenzende Riss ist 4 cm tief und mit regellos gelagerten Gesteinstrümmern gefüllt. Aufn. 24.7.52.



Abb. 22. Profil durch den gleichen Steinstreifen mehr talwärts, Aufn. 4.8.51.

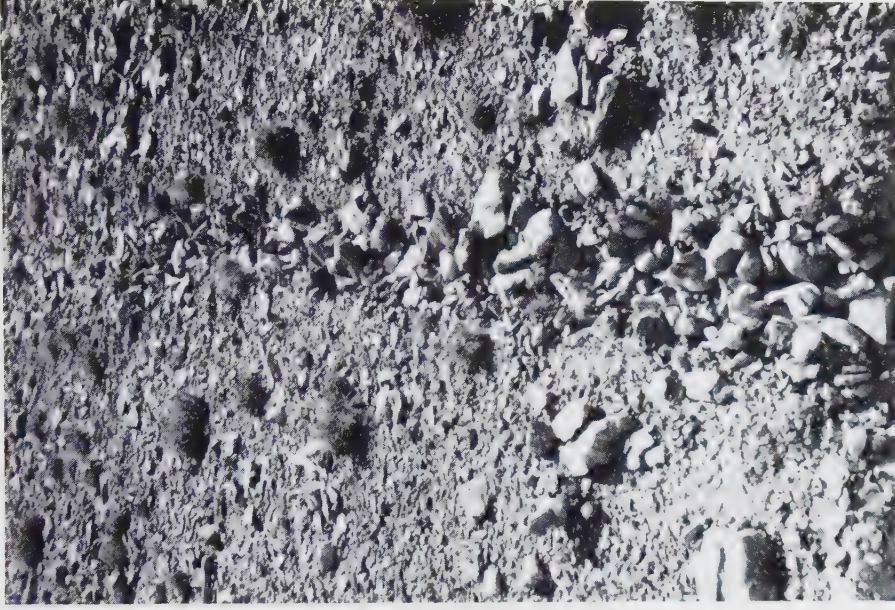


Abb. 21. Steinstreifen an seinem oberen Ende. Die Steine liegen in einer flachen Rinne, die sich hangwärts in einen Riss fortsetzt. Aufn. 26.7.52.

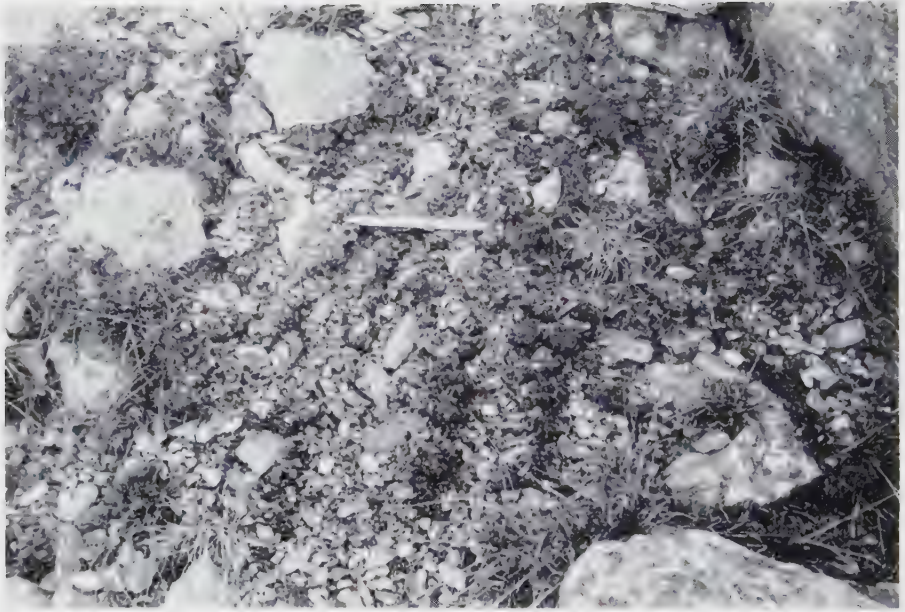


Abb. 23. Vorstadium von Erdstreifen: Die Feinerdeknospen sind nach der Fallinie gerichtet; es zeichnet sich eine Streifung des Bodens ab. Aufn. 2.6.52.

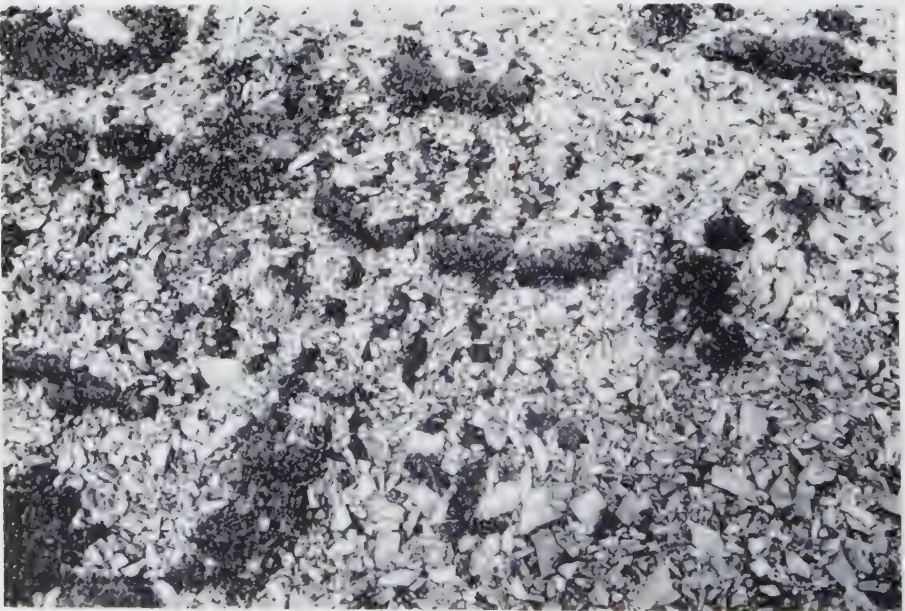


Abb. 24. Die Entwicklung ist weiter fortgeschritten, in der Bildmitte Miniaturgirlanden. Aufn. 7.8.51.



Abb. 25. Erdstreifenboden. Aufn. 6.8.51.



Abb. 26. Steinstreifenboden, beachte die Übergangsformen in Abb. 13 und 19. An einigen Stellen sind kurze Kommissuren vorhanden. Aufn. 31.7.51.



Abb. 27. Windgestreifter Auffrierboden. Aufn. 24.6.52.



Abb. 28. Vegetationsstreifen. Aufn. 3.8.52.



Abb. 29. Girlanden. In der Bildmitte zieren diese den Rücken eines Erdstroms, links im Bild Rasenschalen. Aufn. 27.7.51.



Abb. 30. Girlanden von oben gesehen. Ihr Rücken trägt kleine Sekundärgirlanden. In der Bildmitte zwei Zungen, die sich vereinigt haben, ihre seitliche Vegetationsbegrenzung reicht nach oben nicht zu den höher gelegenen Girlanden (Fall b). Aufn. 24.7.52.



Abb. 31. Dieses Bild veranschaulicht die Treppung der Hänge durch Girlanden.
Aufn. 19.7.51.



Abb. 32. Bei dieser Girlande ist der zentrale Teil ausgebrochen und liegt jetzt auf dem Rücken der nächsttiefern. Zuunterst im Bild zeichnet sich ein neuer Ausbruch ab. Beachte die Trockenrissbildung: Im hellen, steilern Teil sind sie nach der Fallinie orientiert. Aufn. 24.7.52.



Abb. 33. Streifenmusterung (Erdstreifen) als sekundäre Gliederung eines Girlandentrückens. Aufn. 6.8.51.



Abb. 34. Diese und die beiden nächsten Abbildungen veranschaulichen die Bildung von Miniaturgirlanden aus *Carex firma*-Polstern. Aufn. 23.7.52.



Abb. 35. In Abb. 34 sieht man die teilweise Zerstörung und Aufreissung des tonsurierten Polsters. In diesem Bild ist der zerstörte Sektor schon grösser und nach der Falllinie orientiert: Die Öffnung ist hangwärts gerichtet. Aufn. 25.7.52.



Abb. 36. Miniaturgirlanden. In der Bildmitte kleine Erdstreifen. Aufn. 25.7.52.



Abb. 37. Die Erdströme von Fop da Buffalora. Beachte die aufsitzenden Sekundärzungen und die Vegetationsbedeckung: Sie beschränkt sich auf die Stirnregion und die Ränder. Aufn. 24.7.52.



Abb. 38. Erdströme vom Chavagl (2541 m). Beachte die Gliederung der Stirnkontur. Aufn. 1.8.51.



Abb. 39. Stirnregion eines Erdstroms. Aufn. 30.7.51.



Abb. 40. Fließerdezungen. Aufn. 31.7.52.



Abb. 41. Ausschnitt aus der Stirnregion eines Erdstromes. Links und rechts sind zwei Ausbrüche sichtbar, in der Mitte zeichnet sich ein weiterer ab. Diese rollen gewissermassen den Vegetationsaum unter sich ein. Aufn. 7.8.51.



Abb. 42. Bei dieser aufsitzenden Erdstromzunge wurde ein Ausschnitt des Vegetationsaums zerrissen, die dahinter gewissermassen gestauten Schuttmassen brachen aus und liegen nun auf dem Rücken des nächst ältern Erdstroms. In der Ausbruchsstelle sind zwei „fluviale“ Erosionsrinnen sichtbar. Aufn. 24.7.52.



Abb. 43. Die gleichen Fließserdezungen wie in Abb. 40 frontal gesehen. Aufn. 31.7.52.



Abb. 44. Von Vegetation überwachsene Erdströme. Es handelt sich um Erdströme mit langen inaktiven Stadien.
Aufn. 24.7.52.



Abb. 45. Fliesszunge in sehr feinerdearmem Material. Die groben, grösseren Steine bilden die Stirnumrandung. Rechts im Bild treffen sich zwei Zungen, dabei bilden sich ähnliche Formen wie bei den Steinstreifen von Murtèr. Aufn. 21.9.52.

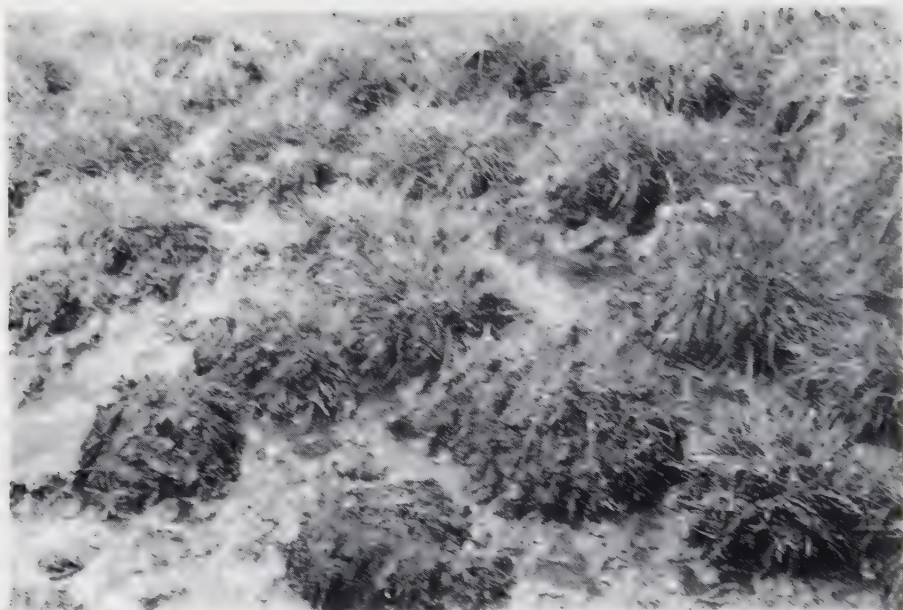


Abb. 46. Die Rasenhügel von Alp la Schera. Nach der Schneeschmelze durchtränkt Wasser die gesamte Fläche, und zwischen den einzelnen Hügeln wirken denudative Vorgänge und erhöhen passiv diese Kleinformen. Aufn. 2.6.52



Abb. 47. Die gleichen Hügel wie in der letzten Abbildung. An der Salzlecke und der Tränke zerstören die Hirsche die zwischen den Hügeln liegenden Pflanzen – passive Erhöhung der Hügel. Aufn. 2.6.52



Abb. 48. Aufgeschnittener Ameisenhügel von *Formica (Coptoformica) exsecta* Nyl. Die sukzessive Überwachsung, im Profil deutlich sichtbar, ist in diesem Beispiel schon sehr weit fortgeschritten (die allgemeine Wiesfläche liegt auf dem aufgestellten Masstab auf 15 cm). Aufn. 28.7.51.



Abb. 49. Buckelwiese von Plaun da-l'Aua (2200 m). Aufn. 1.6.52.



Abb. 50. Kuchenboden in steinarmem Boden. Die Polygone sind unregelmässig geformt.
Aufn. 25.7.52.



Abb. 51. Kuchenboden mit harter Oberfläche. In die Rinnen zwischen den Polygonen kann man den ganzen Fuss stellen. An Hängen sind die Vegetationsränder nach der Fallinie orientiert und erwecken den Eindruck von Vegetationsstreifen.
Aufn. 30.7.51.



Abb. 52. Ausschnitt aus einem Pflasterboden. Man sieht an den aufgestellten Steinen deutlich, wie sie mit ihrer grössten Fläche in den Boden gedrückt wurden.
Aufn. 24.7.52.

